



# Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins : exemple du versant sud de la moyenne Maurienne

Gregoire Mommessin

## ► To cite this version:

Gregoire Mommessin. Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins : exemple du versant sud de la moyenne Maurienne. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAA013 . tel-01272533

**HAL Id: tel-01272533**

**<https://theses.hal.science/tel-01272533>**

Submitted on 11 Feb 2016

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Grégoire Mommessin**

Thèse dirigée par **Gilles Ménard**

et codirigée par **Marc Dzikowski**

préparée au sein du laboratoire **EDYTEM – Université de Savoie – CNRS**  
et de l'Ecole Doctorale **SISEO**

# Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins

Exemple du versant sud de la moyenne  
Maurienne

Thèse soutenue publiquement le **1<sup>er</sup> juillet 2015**,  
devant le jury composé de :

**M. Dominique Gasquet**

Professeur, Université de Savoie, Président

**M. Frederick Delay**

Professeur, Université de Strasbourg, Rapporteur

**M. Alain Dupuy**

Maître de conférences, Bordeaux INP - ENSEIGID, Rapporteur

**M. Hervé Jourde**

Professeur, Université Montpellier 2, Examineur

**M. Jean-Christophe Maréchal**

Responsable de l'unité Nouvelles Ressources en Eau et Economie, BRGM Montpellier, Examineur

**M. Gilles Ménard**

Chargé de recherche, Université de Savoie - CNRS, Directeur de thèse

**M. Marc Dzikowski**

Maître de conférences, Université de Savoie, Co-Directeur de thèse

**Mme Carole Marty**

Lyon Turin Ferroviaire, Invitée





# Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins

Exemple du versant sud de la moyenne Maurienne

Grégoire Mommessin





# Remerciment

Je tiens à remercier toutes celles et ceux qui ont contribué de manière directe ou indirecte au travail de recherche présenté ici. Je ne peux les citer tous, il me serait d'ailleurs bien difficile d'effectuer une liste exhaustive.

Il y a tout d'abord la société Lyon Turin Ferroviaire qui m'a fourni les données qui ont servi de base à ce travail. Cette mise à disposition a été effectuée, dans un premier temps, par Nathalie Monin puis, dans un second temps, par Carole Marty, je les remercie pour ce travail en faveur de la recherche.

Je souhaite aussi remercier mes directeurs Gilles et Marc pour leurs conseils et leur disponibilité tout au long de ce travail. Leur aide a été essentielle durant la phase de rédaction et a permis, je l'espère, d'obtenir un document « facile à lire ».

Toujours dans cette phase de rédaction mes parents Michel et Claire ont grandement contribué à la lisibilité de ce document grâce à leur relecture qui a permis d'éliminer un grand nombre de fautes d'orthographe. Je tiens aussi à signaler le soutien d'Anne, ma compagne, qui m'a supporté et épaulé durant cette phase de rédaction éprouvante et chronophage.

Je remercie Jean-Yves Josnin pour son aide dans la prise en main du logiciel de modélisation numérique et pour ses conseils. Je peux aussi citer Estelle Ployon et Marie Gardent qui m'ont aidé lorsque j'étais dans une impasse en SIG.

Je souhaite remercier aussi l'ensemble des personnes qui ont contribué de manière plus indirecte à ce travail, en me donnant des petits conseils, en partageant des moments de détente qui rendent le travail quotidien plus efficace... Je ne peux citer tous les collègues avec lesquels j'ai échangé durant une pose mais je les remercie. Je tiens particulièrement à remercier mes collègues de bureau pour leur convivialité et les bons moments passés ensemble. Ainsi que Manu et Bernard qui m'ont été d'une grande aide dans des projets personnels m'aérant l'esprit et rendant ainsi mon travail plus efficace.

Je tiens aussi à remercier mes amiEs, notamment Amandine, Isabelle, Laine, Marie et Melaine, qui m'ont côtoyé de près durant ces années, ce qui a permis d'improviser des moments de détente mérités autour d'une bière, d'un bon repas, d'un jeu...

Enfin je tiens à remercier les contribuables français pour avoir financé mon salaire durant cette thèse. En résumé :

Merci à tous !

# Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins

## *Exemple du versant sud de la moyenne Maurienne*

### Résumé

Les travaux de reconnaissance menés par la société Lyon-Turin-Ferroviaire (LTF) pour le projet de tunnel international ont conduit à l'acquisition de diagraphies différées sur un grand nombre de forages profonds. La synthèse des données a permis de mettre en évidence des anomalies thermiques profondes au sein du massif à proximité du front du Houiller et dans la série siliceuse de Vanoise. Ces anomalies sont confrontées à un modèle conceptuel intégrant des circulations d'eaux souterraines homogènes dans les zones décomprimées de versant et localisées dans les zones profondes ainsi que les effets thermiques associés. Le modèle conceptuel considère un état thermique transitoire des massifs dépendant du contexte paléo-climatique.

A proximité du front du Houiller, une modélisation numérique du secteur a permis de montrer que les anomalies thermiques rencontrées sont cohérentes avec l'hypothèse d'une perturbation froide associée à l'activation, au début de l'Holocène, d'une circulation profonde localisée qui se propage par conduction dans le massif. La prise en compte, dans la modélisation, du changement de température au début de l'Holocène conduit à l'adoption d'un flux géothermique de  $100\text{mWm}^{-2}$ , donc plus élevé que les flux généralement considérés dans les Alpes.

Dans la série siliceuse de Vanoise, les anomalies observées de gradients profonds peuvent être expliquées par une augmentation de la température des circulations dans la zone décomprimée de l'ordre de  $2.4^{\circ}\text{C}$  vers la fin du Petit Âge Glaciaire. Le réchauffement des circulations plus important par rapport au réchauffement de l'air à cette période est expliqué par une diminution des apports d'eau de fusion nivale dans la zone décomprimée. Ce résultat repose sur le développement d'une méthode 1D permettant d'estimer l'âge et l'amplitude d'une variation brutale de température à la limite d'un milieu semi-infini en conduction. Avant d'être appliquée aux données de diagraphies de forage, la méthode a été testée sur des données issues de simulations numériques reproduisant les températures obtenues dans un contexte de versant intégrant les effets du relief et la présence d'un flux géothermique.

**Mots clés :** perturbations thermiques, régime transitoire, massifs alpins, hydrogéologie, paléo-environnement, diagraphie thermique, forage.

# Study of deep thermal disturbances associated with hydrogeological and paleo-environmental alpine massifs settings

## *Example of the mid Maurienne valley*

### Abstract

The reconnaissance works for the Lyon-Turin railway tunnel project have led to well logs acquisition for a large number of deep boreholes. Data synthesis enabled to identify deep thermal disturbances inside the mountain massif in the siliceous series of Vanoise and in the vicinity of the Houiller Front. On the base of the well logs analysis and the mountain hydrogeology previous knowledge, a conceptual model of groundwater flows and their thermal effects in the massif is proposed to explain the observed thermal disturbances. It integrates both a uniform water flow in decompressed zone of the valley sides and local deep flows in the massif. The model assumes a transient thermal state related to the paleo-climate environment.

First, 2D numerical modelling is used to simulate the thermal disturbances encountered under the valley side in the vicinity of the Houiller Front. In one hand, a thermal transfer by conduction in the massif and a cold temperature imposed near the Houiller Front at the beginning of the Holocene period leads to the current transient thermal state of the massif. The cold temperature near the Houiller Front is assumed to be the consequence of the activation of local deep cold groundwater flows. In a second hand, to simulate the thermal disturbances related to the air temperature change at the beginning of the Holocene, a geothermal heat flux of  $100mWm^{-2}$  is necessary.

Secondly, we develop a method 1D for estimating the age and amplitude of a sudden temperature change at the boundary of a semi-infinite medium in conduction. The method is tested previously on data resulting from numerical simulations in order to assess its use under a valley side and with a geothermal heat flow. Applied to the temperature disturbances observed the siliceous series of Vanoise, the method leads to a  $2,4^{\circ}C$  increase of groundwater temperature in decompressed zone around the end of Little Ice Age. The value of  $2,4^{\circ}C$  is higher than the air temperature increase and explained by a decrease in snow meltwater contribution to the decompressed zone.

**Keywords :** thermal disturbances, transient state, Alpine massifs, hydrogeology, paleo-environment, thermal logging, borehole.

# Table des matières

Remerciment . . . . .	iii
Résumé . . . . .	iv
Abstract . . . . .	v
Table des matières . . . . .	vi
Table des figures . . . . .	x
Liste des tableaux . . . . .	xiv
Liste des notations . . . . .	xv

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
---------------------	----------

<b>I Cadre de l'étude</b>	<b>3</b>
---------------------------	----------

<b>1 Hydrogéologie et thermique des massifs alpins</b>	<b>5</b>
1.1 Modèle conceptuel des circulations dans les massifs alpins . . . . .	7
1.1.1 La fracturation . . . . .	7
Ouverture et remplissage des fractures . . . . .	8
Influence de la lithologie . . . . .	8
Classification des massifs en fonction de leur fracturation . . . . .	9
1.1.2 Zone décomprimée de versant . . . . .	10
Éléments de définition de la zone décomprimée de versant . . . . .	10
Relation avec les phénomènes gravitaires . . . . .	11
Caractéristiques hydrogéologiques . . . . .	13
1.1.3 Zone profonde . . . . .	14
1.1.4 Conclusion . . . . .	15
1.2 Processus thermiques contrôlant la température du sous-sol . . . . .	17
1.2.1 Transfert de chaleur par conduction . . . . .	17
Influence du relief sur la température du sous-sol . . . . .	17
Effet des variations temporelles de la température du sol . . . . .	20
Rappel sur les équations décrivant le transfert de chaleur par conduction	20
1.2.2 Transfert de chaleur par convection . . . . .	21
Utilisation de la thermique pour contraindre les écoulements souterrains	21
Effet de la convection en régime permanent sur les massifs montagneux	22
Convection thermique transitoire dans les Alpes . . . . .	25
1.3 Conclusion . . . . .	26

<b>2</b>	<b>Présentation de la zone d'étude et des données disponibles</b>	<b>29</b>
2.1	Contexte géologique . . . . .	31
2.1.1	Contexte général . . . . .	31
2.1.2	Zone Sub-Briançonnaise . . . . .	31
2.1.3	Zone Houillère Briançonnaise . . . . .	36
2.1.4	Zone Vanoise . . . . .	38
2.2	Contexte climatique actuel et passé . . . . .	40
2.2.1	Climat actuel de la moyenne vallée de la Maurienne . . . . .	40
2.2.2	Variations climatiques dans les Alpes du Nord depuis 20 <i>ka</i> . . . . .	42
2.3	Données disponibles . . . . .	44
2.3.1	Rappels sur les mesures en forage . . . . .	44
	Diagraphies de formation . . . . .	44
	Gamma-Ray naturel : . . . . .	44
	Sonique : . . . . .	46
	Imagerie de paroi : . . . . .	46
	Diagraphies de fluide . . . . .	48
	Température et conductivité : . . . . .	48
	Vitesse des fluides : . . . . .	48
	Diagraphies techniques . . . . .	49
	Trajectométrie : . . . . .	49
	Diamètreur : . . . . .	49
	Essais d'eau entre obturateurs . . . . .	50
	Sismique de puits . . . . .	52
2.3.2	Données disponibles . . . . .	52
2.4	Conclusion . . . . .	59
<b>II</b>	<b>Étude des effets thermiques des circulations</b>	<b>61</b>
<b>3</b>	<b>Utilisation des diagraphies pour la caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone d'étude</b>	<b>63</b>
3.1	Perturbations thermiques induites par le forage . . . . .	65
3.1.1	Perturbations thermiques liées aux circulations dans le forage . . . . .	65
	Circulation pérenne descendante . . . . .	65
	Circulation pérenne ascendante . . . . .	67
	Circulation temporaire . . . . .	67
3.1.2	Perturbations thermiques liées à la foration . . . . .	67
3.2	Caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone d'étude . . . . .	69
3.2.1	Problématiques hydrogéologiques et thermiques mises en évidence par l'analyse des diagraphies . . . . .	69
	Circulation profonde dans le secteur Sapey-Orgère . . . . .	69
	Caractérisation hydrogéologique et thermique à partir de diagraphies perturbées par des circulations induites par le forage . . . . .	69
3.2.2	Circulation profonde à proximité du front du Houiller . . . . .	70
	Anomalie thermique à proximité du front du Houiller . . . . .	70
	Contexte hydrogéologique et hypothèse sur la présence d'une circulation profonde . . . . .	72
	Discussion sur l'état thermique du massif . . . . .	77
3.2.3	Gradients en conduction de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	78

Profils thermiques observés dans la série siliceuse de Vanoise . . . . .	80
Phénomène pouvant expliquer les profils thermiques . . . . .	86
3.3 Conclusion . . . . .	92
<b>4 Effet latéral de l'activation d'une circulation profonde</b>	<b>93</b>
4.1 Construction du modèle . . . . .	95
4.1.1 L'objectif du modèle et les simplifications induites . . . . .	95
4.1.2 Méthode de prise en compte du relief . . . . .	95
4.1.3 Construction de la coupe géologique dans l'axe des forages . . . . .	97
4.1.4 Construction du maillage . . . . .	100
4.1.5 Validation de la prise en compte du relief . . . . .	104
4.1.6 Paramétrage du modèle . . . . .	105
Paramètres hydrodynamiques . . . . .	105
Capacité et conductivité thermique des roches . . . . .	105
Température de surface . . . . .	107
Température de la zone froide . . . . .	108
4.2 Modélisation de la perturbation thermique liée à la zone froide . . . . .	109
4.2.1 Conditions initiales thermiques de surface et ajustement du flux géo- thermique . . . . .	109
Hypothèses sur les conditions initiales de températures de surface . .	109
Procédure d'ajustement du flux géothermique . . . . .	110
Résultat de l'ajustement du flux et critique des hypothèses sur les conditions initiales . . . . .	110
4.2.2 Modélisation de la zone froide . . . . .	113
Hypothèse d'activation des circulations au début de l'Holocène . . . .	113
Hypothèse sur la profondeur de la zone froide . . . . .	114
Résultats . . . . .	114
Ajustement de la profondeur de la zone froide : . . . . .	118
Ajustement de la durée d'imposition des températures froides : .	118
4.2.3 Analyse de sensibilité . . . . .	118
4.3 Discussion . . . . .	121
4.3.1 Flux géothermique . . . . .	121
4.3.2 Évaluation de l'ajustement des modèles . . . . .	121
Forage F81 . . . . .	121
Forage F53 . . . . .	124
Forage F15 . . . . .	125
Forage F19 . . . . .	126
Forage F59 . . . . .	126
4.3.3 Discussion sur les paramètres d'ajustement . . . . .	126
Hypothèse d'activation des circulations au début de l'Holocène . . . .	126
Hypothèse de profondeur de la zone froide . . . . .	127
4.3.4 Conclusion sur la vraisemblance des scénarios de modélisation . . . .	127
4.4 Conclusions et perspectives . . . . .	128
<b>5 Estimation des variations de température dans la zone décomprimée à partir des gradients thermiques profonds</b>	<b>129</b>
5.1 Développement méthodologique et validation numérique . . . . .	132
5.1.1 Développement théorique . . . . .	132
5.1.2 Procédure d'ajustement . . . . .	133

5.1.3	Analyse des variations du gradient réduit et des limites de la méthode	134
5.1.4	Tests numériques . . . . .	138
	Cas d'un modèle 2D à surface horizontale . . . . .	138
	Cas d'un modèle 2D à surface inclinée . . . . .	138
5.2	Application aux données de forage de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	142
5.2.1	Détermination de la limite inférieure de la zone décomprimée . . . . .	142
5.2.2	Calcul des gradients de température . . . . .	144
5.2.3	Choix des paramètres . . . . .	144
5.2.4	Résultats globaux . . . . .	146
5.2.5	Résultats et discussion par forage . . . . .	146
	F65 . . . . .	146
	F64 . . . . .	148
	F25 . . . . .	148
	F24 . . . . .	148
	F11 . . . . .	150
	F23 . . . . .	151
	F21 . . . . .	151
	F22 . . . . .	152
	F10 . . . . .	152
	F80 . . . . .	155
	F17 et F43 . . . . .	155
	F56 . . . . .	157
	F57 . . . . .	158
5.3	Discussion générale . . . . .	159
5.4	Conclusions et perspectives . . . . .	161
 <b>Conclusion</b>		 <b>163</b>
 <b>Bibliographie</b>		 <b>176</b>
 <b>Annexes</b>		 <b>178</b>
<b>A Présentation de la base de données et de méta-données</b>		<b>178</b>
<b>B Présentation des figures de synthèse des diagaphies</b>		<b>182</b>
<b>C Base de données et figures de synthèse</b>		<b>186</b>
<b>D Mesures de pendage dans le Sub-Briançonnais</b>		<b>188</b>
<b>E Mesures des paramètres thermiques</b>		<b>190</b>
<b>F Résultats des modélisations</b>		<b>193</b>



# Table des figures

1.1	Schéma synthétique de la zone décomprimée et de la zone profonde. . . . .	7
1.2	Effet de la couverture et de la lithologie sur la perméabilité calculée en tunnel	9
1.3	Phénomène de poussée au vide . . . . .	12
1.4	Phénomène de balancement de versant : au sommet des zones balancées, il est fréquent de voir des tranchées [Bordet. 1959]. . . . .	13
1.5	Phénomène de glissement par désagrégation de la masse du versant et morphologie associée [Bordet. 1959]. . . . .	14
1.6	Schéma récapitulatif de l'hydrogéologie des massifs alpins. . . . .	16
1.7	Exemple du champ de températures sous une vallée . . . . .	18
1.8	Modèle maillé de conductivité thermique homogène proposé par Henry et Pollack [1985] . . . . .	19
1.9	Représentation schématique des écoulements d'eau souterraine et du régime thermique . . . . .	23
1.10	Simulation thermo-hydraulique illustrant le refroidissement des reliefs de la région de Biaschina (Tessin, Suisse). . . . .	24
1.11	Relation entre le débit linéaire et le gradient thermique des eaux dans divers ouvrages souterrains Alpains . . . . .	24
1.12	Schéma conceptuel des massifs alpins : circulations et processus thermiques.	28
2.1	Tracé du projet Lyon-Turin ferroviaire. . . . .	30
2.2	Coupe géologique simplifiée prévisionnelle le long du tracé du projet de tunnel.	32
2.3	Panorama du Massif de la Croix des Têtes dans la Zone Sub-Briançonnaise .	33
2.4	Représentation schématique de l'interprétation de Ceriani et Schmid [2004] (a et b) et les compléments proposés par Ménard [2005b] (c et d). . . . .	35
2.5	Représentation schématique de l'interprétation proposée par Gabalda [2008] et le BRGM pour expliquer la forme locale de synforme au niveau de la Croix des Têtes de l'antiforme du Château. . . . .	35
2.6	Carte hydrogéologique de la zone Houillère . . . . .	37
2.7	Log synthétique de la série de Vanoise [Gabalda. 2008, modifié] . . . . .	38
2.8	Coupe géologique de la zone Vanoise . . . . .	39
2.9	Températures et précipitations mensuelles à la station météorologique du Thyl	40
2.10	Précipitations moyennes annuelles . . . . .	41
2.11	Températures reconstituées sur le site du forage GISP2 (Groenland) depuis 50 ka BP . . . . .	42

TABLE DES FIGURES

2.12	Radioactivité des principales roches sédimentaires en API [Chapellier. 1987].	45
2.13	Effet de la constante de temps sur la mesure d'un signal GR moyen de 10 cps	45
2.14	Schéma d'une sonde de diagraphie sonique . . . . .	47
2.15	Visualisation des plans sur des images de parois de forage . . . . .	48
2.16	Sondes de mesure de vitesse des fluides . . . . .	49
2.17	Effet du nombre de bras sur la mesure du diamètre . . . . .	50
2.18	Système d'essai d'eau entre packers [Chapiteau <i>et al.</i> . 2000] . . . . .	51
2.19	Principe de la sismique réflexion (1) et des trois types de sismique de puits .	53
2.20	Carte hydrogéologique de la partie ouest de la zone d'étude . . . . .	54
2.21	Carte hydrogéologique de la partie est de la zone d'étude . . . . .	55
3.1	Exemples de perturbations thermiques lié aux circulations dans le trou de forage. . . . .	66
3.2	Rééquilibrage de la température en fonction du temps de repos après les circulations. . . . .	68
3.3	Coupe hydrogéologique du secteur Sapey-Orgère. . . . .	70
3.4	Coupe synthétique hydrogéologique perpendiculaire à la vallée de l'Arc au niveau de la descenderie de La Praz. . . . .	71
3.5	Gradient thermique apparent dans les forages du Houiller. . . . .	72
3.6	Mesure de températures dans les forages alignés sur le tracé de projet de tunnel à proximité du front du Houiller. . . . .	73
3.7	Coupe hydrogéologique du Sub-Briançonnais et du Houiller externe [d'après Barthelemy et Buscarlet. 2007]. . . . .	74
3.8	Débit, température et conductivité des sources (moyenne sur la période 1996-2008). . . . .	75
3.9	Carte de la zone d'étude à proximité du front du Houiller. . . . .	76
3.10	Coupe hydrogéologique schématique des circulations à proximité du front du Houiller. . . . .	77
3.11	Coupe géologique réalisée d'après la modélisation des PSV et PSO associés aux forages F21, F22, F10 et F33. . . . .	79
3.12	Schéma de principe permettant d'expliquer les gradients de température dans le secteur de Modane-Avrieux. . . . .	80
3.13	Profils de températures des forages F14, F65 et F64. . . . .	81
3.14	Profils de températures des forages F25, F24, F11, F23, F21 et F22. . . . .	82
3.15	Profils de températures des forages F10, F80, F43, F17, F56 et F57. . . . .	83
3.16	Diagraphies de micromoulinet pour les forages F21 (à gauche), F10 (au centre) et F17 (à droite). . . . .	84
3.17	Exemple théorique de l'effet thermique sur la zone en conduction de l'activation des circulations dans la zone décomprimée ou d'une modification de la température dans celle-ci. . . . .	87
3.18	Diagraphies soniques et profils sismiques verticaux pour les forages F65, F20 et F64 . . . . .	89
3.19	Diagraphies soniques et profils sismiques verticaux pour les forages F11, F23, F21, F22, F47, F45 et F46 . . . . .	90
3.20	Diagraphies soniques et profils sismiques verticaux pour les forages F33, F80, F17, F56, F57, F24, F43 et F25 . . . . .	91
4.1	Exemple théorique de l'effet thermique d'une vallée . . . . .	96
4.2	Méthode de prise en compte du relief . . . . .	96

# TABLE DES FIGURES

4.3	Carte géologique de la zone Sub-Briançonnaise et du Houiller externe . . . . .	98
4.4	Représentation stéréographique en canevas de Wulf des mesures de pendage et des axes de plis . . . . .	99
4.5	Coupe géologique du Sub-Briançonnais au niveau de la coupe du modèle . . .	100
4.6	Coupe servant à l'élaboration du maillage . . . . .	101
4.7	Représentation 3D du modèle en coupes séries . . . . .	102
4.8	Carte montrant l'ensemble du versant et la position des coupes séries . . . .	103
4.9	Modèle 3D servant à la validation de la méthode de prise en compte du relief	104
4.10	Différence de température entre le modèle 3D et le modèle en coupes séries	105
4.11	Température de la zone décomprimée en fonction de l'altitude . . . . .	108
4.12	Procédure itérative d'ajustement du flux géothermique. . . . .	111
4.13	Différence de températures entre les modèles CI2 et CI1 . . . . .	111
4.14	Comparaison entre les températures modélisées et mesurées dans le forage F133 pour les différents calages de flux géothermique . . . . .	112
4.15	Procédure d'ajustement de la zone froide . . . . .	114
4.16	Différentes hypothèses de profondeur de la zone froide . . . . .	115
4.17	Comparaison entre les températures modélisées et mesurées dans le forage F15 pour les différents modèles . . . . .	116
4.18	Température du modèle M1 en régime permanent. . . . .	117
4.19	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M1. . . . .	122
4.20	Température du modèle M1. . . . .	123
4.21	Coupe géologique du Sub-Briançonnais modifiée pour réduire l'angle entre la zone froide et le forage F81 . . . . .	125
5.1	Carte hydrogéologique de la série siliceuse de Vanoise. . . . .	131
5.2	Exemple théorique d'ajustement des gradients réduits et des températures. .	133
5.3	Variation du gradient réduit . . . . .	135
5.4	Estimation des limites de la méthode pour une diffusivité de $1,2 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$	136
5.5	Estimation des limites de la méthode pour une diffusivité de $2,1 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$	137
5.6	Modèle numérique à surface horizontale servant au calcul des « données simulées » . . . . .	139
5.7	Modèle numérique servant au calcul des « données simulées » . . . . .	140
5.8	Ajustement des données simulées dans un contexte de versant. . . . .	141
5.9	Diagraphie de micromoulinet pour les forages F10, F17 et F43. . . . .	143
5.10	Âge et amplitude du changement brutal de température des forages de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	146
5.11	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F65 . . . .	147
5.12	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F64 . . . .	149
5.13	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F25 . . . .	150
5.14	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F24 . . . .	150
5.15	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F11 . . . .	151
5.16	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F23 . . . .	152
5.17	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F21 . . . .	153
5.18	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F22 . . . .	154
5.19	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F10 . . . .	154
5.20	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F80 . . . .	155
5.21	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F17 . . . .	156

# TABLE DES FIGURES

5.22	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F43 . . . . .	156
5.23	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F56 . . . . .	157
5.24	Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F57 . . . . .	158
A.1	Onglet « Fiche signalétique » de la base de données. . . . .	179
A.2	Onglet « Hydrogéologie » de la base de données. . . . .	180
A.3	Onglet « Diagraphie » de la base de données. . . . .	181
B.1	Figurés utilisés pour représenter les étages stratigraphiques . . . . .	182
B.2	Figurés utilisés pour représenter la lithologie . . . . .	183
B.3	Mode de représentation de l'état des forages au moment des run de diagraphie	184
D.1	Localisation des relevés de pendage dans le Sub-Briançonnais . . . . .	188
F.1	Température du modèle M1. . . . .	194
F.2	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M1 . . . . .	195
F.3	Température du modèle M2. . . . .	196
F.4	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M2. . . . .	197
F.5	Température du modèle M3. . . . .	198
F.6	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M3. . . . .	199
F.7	Température du modèle M4. . . . .	200
F.8	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M4. . . . .	201
F.9	Température du modèle M5. . . . .	202
F.10	Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M5. . . . .	203

# Liste des tableaux

2.1	Liste des forages de la zone d'étude . . . . .	56
3.1	Récapitulatif des forages de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	85
4.1	Conductivité choisie par Goy [1996] pour sa modélisation. . . . .	106
4.2	Conductivité choisie pour la modélisation. . . . .	107
4.3	Récapitulatif des âges de début d'imposition de la température . . . . .	118
4.4	Liste des paramètres ayant fait l'objet d'un test de sensibilité . . . . .	119
5.1	Résultat des tests numériques à différents flux pour une perturbation de 2.5°C il y a 250 ans . . . . .	138
5.2	Résultat des tests numériques dans un contexte de versant pour une pertur- bation de 2.5°C il y a 250 ans . . . . .	140
5.3	Récapitulatif des profondeurs de la zone décomprimée . . . . .	143
5.4	Liste des run de diagraphie de température utilisés pour le calcul du gradient	144
5.5	Conductivité moyenne des roches de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	145
5.6	Récapitulatif des paramètres et résultats de l'application de la méthode pour les quatorze forages utilisés. . . . .	148
D.1	Liste des mesures de pendage effectuées dans les plis de la Serpolière et du Château . . . . .	189
E.1	Liste des mesures des paramètres thermiques des roches effectuées dans le cadre du projet de tunnel . . . . .	191

# Liste des notations

notation :	signification :
$ml$	mètre linaire de forage
$z$	profondeur
$t$	temps
$erf$	fonction erreur
$erfc$	fonction erreur complémentaire
$q_g$	flux géothermique
$q_{th}$	flux thermique
$\theta$	température
$grad\theta$	gradient de température
$\theta_0$	température à l'origine
$\Delta\theta$	variation de température
$\lambda$	conductivité thermique
$\alpha$	diffusivité thermique
$\rho c$	capacité thermique volumétrique



# Introduction

## Contexte de l'étude

L'étude des effets thermiques des circulations permet souvent des apports notables dans la connaissance hydrogéologique. Dans les Alpes, les aspects thermiques associés aux circulations souterraines ont souvent été abordés par l'étude des circuits hydrothermaux et dans le cadres d'études de tunnel. Dans ce dernier cas, les études ont pour objectifs principaux de déterminer les températures maximales rencontrées pour dimensionner les installations de climatisation et de prévoir les zones de venue d'eau potentielle.

Dans le cadre des études thermiques, l'aspect temporel ne peut être négligé. En effet, l'inertie thermique importante des roches implique pour les études la prise en compte d'événements paléoclimatiques. En dehors des Alpes, de nombreuses études se sont appuyées sur l'inertie des roches pour reconstituer des chroniques de températures de surface. Dans le cas des systèmes hydrothermaux alpins, les températures peuvent également être influencées par une activation des circulations souterraines à la fin de la dernière glaciation.

Les aspects thermiques temporels associés à l'hydrogéologie alpine sont très peu étudiés en dehors des systèmes hydrothermaux. Or, il est fort probable que le contexte paléoenvironnemental alpin affecte les circulations et la température dans les zones décomprimées de versant et dans les zones profondes en dehors des circuits hydrothermaux.

Dans le cadre de la future liaison ferroviaire à grande vitesse et de fret entre Lyon et Turin, un projet de tunnel transfrontalier a vu le jour. La société Lyon-Turin Ferroviaire (LTF) a mené un grand nombre de travaux de reconnaissance géologique, géotechnique et hydrogéologique dans la moyenne vallée de la Maurienne. Les nombreuses données collectées font de ce secteur un site majeur pour l'étude des perturbations thermiques liées aux circulations d'eau. La mise à disposition des données par la société LTF nous offre la possibilité d'étudier les circulations et les effets thermiques associés à l'échelle des versants et en profondeur.

## Objectifs du travail et organisation du manuscrit

La première phase du travail a été de synthétiser les données fournies par LTF et d'identifier les effets thermiques associés aux circulations d'eau souterraine. L'objectif général du travail est de proposer et de valider des schémas conceptuels associant les effets thermiques, les contextes géologiques, les circulations souterraines et les conditions paléoenvironnementales.

Le manuscrit s'organise de la manière suivante :



- une première partie est composée de deux chapitres. Le premier (*chap. 1*) rappelle les concepts et les connaissances sur l'hydrogéologie et la thermique des massifs alpins. Le second (*chap. 2*) présente la zone d'étude et les données disponibles.
- une seconde partie est divisée en trois chapitres. Le premier (*chap. 3*) présente les caractéristiques hydrogéologiques et thermiques de la zone d'étude mises en évidence par les données. Le second (*chap. 4*) est consacré à la modélisation d'un secteur spécifique de la zone d'étude afin de valider un modèle conceptuel des effets thermiques associés à une circulation localisée profonde dans un massif. Enfin, le troisième chapitre (*chap. 5*) propose une approche analytique reposant sur un modèle conceptuel impliquant la propagation en profondeur des effets thermiques paléo-environnementaux de surface.

Première partie

Cadre de l'étude



## Chapitre 1

# Hydrogéologie et thermique des massifs alpins

### Sommaire du chapitre

<b>1.1</b>	<b>Modèle conceptuel des circulations dans les massifs alpins . . .</b>	<b>7</b>
1.1.1	La fracturation . . . . .	7
1.1.2	Zone décomprimée de versant . . . . .	10
1.1.3	Zone profonde . . . . .	14
1.1.4	Conclusion . . . . .	15
<b>1.2</b>	<b>Processus thermiques contrôlant la température du sous-sol . .</b>	<b>17</b>
1.2.1	Transfert de chaleur par conduction . . . . .	17
1.2.2	Transfert de chaleur par convection . . . . .	21
<b>1.3</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>26</b>

Ce premier chapitre de la thèse a pour but de faire un rappel de l'état des connaissances sur l'hydrogéologie et la thermique des massifs alpins.

La première section aborde la fracturation et les facteurs l'influençant, puis la notion de zone décomprimée en portant une attention particulière sur les phénomènes gravitaires de versant. Enfin, les spécificités de l'hydrogéologie profonde dans les zones de montagne sont abordées.

La deuxième section, est consacrée aux transferts de chaleur par conduction en portant une attention particulière sur les effets du relief et des variations temporelles de température du sol. Ensuite, l'utilisation de la thermique pour étudier l'hydrogéologie est évoquée.

## Section 1.1

## Modèle conceptuel des circulations dans les massifs alpins

Les massifs alpins sont majoritairement constitués de roches consolidées. Les roches consolidées saines présentent de faibles valeurs de perméabilité. Les roches cristallines non fracturées ont, par exemple, des perméabilités inférieures à  $10^{-11} \text{ms}^{-1}$  [Taylor et Howard. 2000]. La fracturation et la fissuration sont donc à l'origine de leur perméabilité.

Dans les Alpes, les premières études sur l'hydrogéologie des massifs ont été menées dans le cadre de la réalisation d'ouvrages souterrains [Bordet. 1957, 1959, 1971] ou de barrages [Louis. 1972, 1974, in Maréchal 1999b]. Afin de caractériser les écoulements souterrains au sein des massifs, Bordet [1957, 1959, 1971] introduit les notions de « zone profonde » et de « zone décomprimée de versant » dans les terrains cristallins au sens large (cristallin, cristallophyllien, amphibolites, schistes métamorphiques, quartzites, ...).

Dans la zone décomprimée, la roche est déstructurée et souvent associée à des circulations dans l'ensemble de la zone. En profondeur, les circulations sont localisées sur des zones d'accidents tectoniques. Ces circulations profondes ont été rencontrées lors de percements de tunnels [Bordet. 1971; Maréchal. 1998; Masset et Loew. 2010]. Elles sont également associées aux circuits hydrothermaux [Siméon. 1980; Sonney et Vuataz. 2009; Thiebaud *et al.* 2010]. La figure 1.1 propose un schéma synthétique de ces domaines.

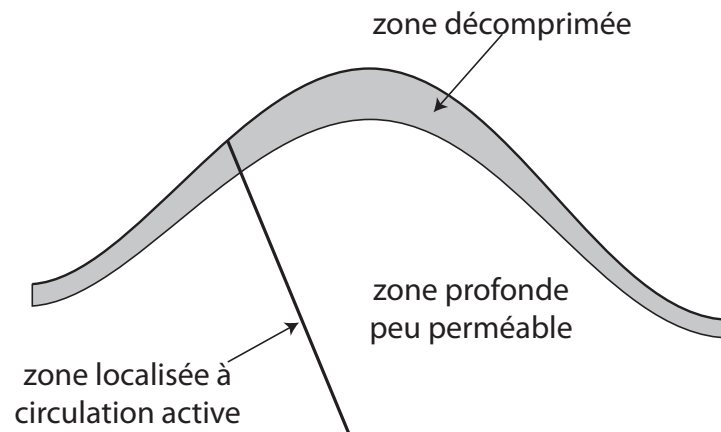


FIGURE 1.1 – Schéma synthétique de la zone décomprimée et de la zone profonde.

Indépendante du découpage en zones, la fracturation et les facteurs l'influençant seront abordés dans une première partie. Par la suite, nous traiterons des spécificités de la zone décomprimée et de la zone profonde.

### 1.1.1 La fracturation

D'un point de vue hydrogéologique, la distinction des discontinuités en fonction de leur nature et de leur origine n'est pas pertinente [Bordet. 1971]. Une distinction en fonction de leur dimension paraît plus adaptée, on distingue ainsi : les microfissures à l'échelle des

minéraux, les microfractures d'échelle centimétrique ou décimétrique et les macrofractures métriques et plus.

Les microfissures sont constitutives de la roche, elles participent à l'imprégnation de la roche et ne permettent pas de circulations rapides [Bordet. 1971].

Généralement la fracturation s'organise en familles, chaque famille se caractérisant par une direction et un pendage. Dans certains cas une fréquence spatiale peut être associée à une famille donnée.

Au sein d'un même massif, plusieurs familles peuvent coexister. Dans ce cas elles se recoupent, pouvant ainsi permettre une connexion entre les fractures. L'ouverture, le remplissage et l'interconnexion des fractures conditionnent la perméabilité à l'échelle du massif [Bordet. 1971].

### Ouverture et remplissage des fractures

Les fractures présentent un degré d'ouverture qui peut varier dans l'espace. Un remplissage peut colmater partiellement ou totalement cette ouverture. Ce colmatage peut être constitué soit de recristallisations (quartz, calcite, ...) soit d'argiles d'origines diverses (altération, résidu de dissolution, produits d'écrasement).

Ces deux paramètres, ouverture et remplissage, sont ceux qui contrôlent principalement la perméabilité à l'échelle de la fracture.

### Influence de la lithologie

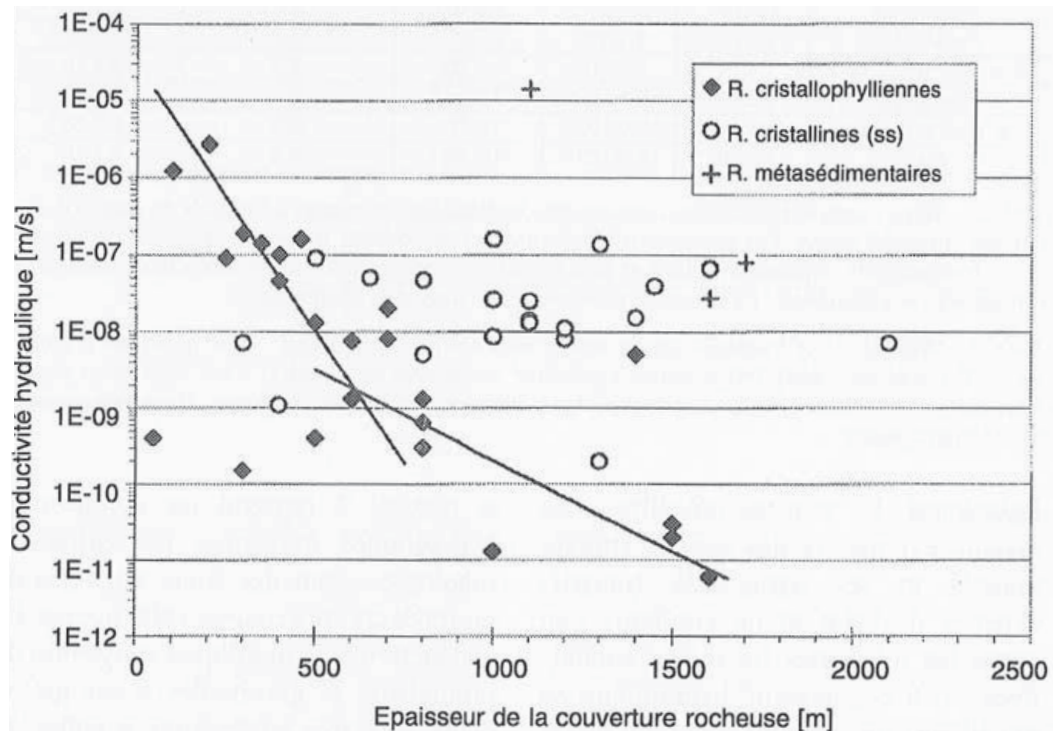
Les roches soumises à des contraintes tectoniques réagissent différemment en fonction de leur nature. La création de fractures dépend des caractéristiques mécaniques des roches et des conditions de déformations (pression, température, cinétique des déformations, ...)[Bordet. 1971; Maréchal. 1999a]. Ainsi, des roches fragiles comme les quartzites, et dans une moindre mesure les granites et gneiss, ont plus tendance à se fracturer que des roches plus ductiles comme les schistes.

Les observations historiques effectuées sur les ouvrages souterrains dans les Alpes ont porté principalement sur des roches sialiques du socle [Bordet. 1957, 1959, 1971; Cruchet. 1985; Maréchal. 1998, 1999a]. Dans ces contextes, les auteurs ont constaté que les venues d'eau importantes se localisaient principalement dans les faciès granitiques et gneissiques, les faciès de micaschistes apparaissant bien moins productifs.

Bordet [1959] note une présence accrue de produits d'écrasement et d'altération dans les schistes et les micaschistes. Ces produits colmatent les fissures et diminuent ainsi la perméabilité liée à la fracturation. La perméabilité de ces roches qui sont plus ductiles que les roches cristallines au sens strict (s.s.), est donc à la fois diminuée par leur plus faible fracturation et la présence de produits d'écrasement et d'altération.

Cette différence est aussi constatée sur les mesures de perméabilité à l'échelle d'un massif rocheux. Maréchal [1999a] et Masset et Loew [2010] étudient la perméabilité grâce aux venues d'eau dans les ouvrages souterrains. Lorsque les zones de failles perméables sont exclues, la perméabilité des granites et des orthogneiss varie peu et n'est pas influencée par l'épaisseur de couverture. Maréchal [1999a] constate des perméabilités généralement comprises entre  $10^{-9}$  et  $10^{-7} \text{ ms}^{-1}$  (cf. fig. 1.2).

Contrairement aux roches cristallines s.s., Maréchal [1999a] et Masset et Loew [2010] constatent une baisse de la perméabilité avec la profondeur dans les roches cristallophylliennes (cf. fig. 1.2). Masset et Loew [2010] évoquent pour expliquer ce phénomène une



**FIGURE 1.2** – Effet de la couverture et de la lithologie sur la perméabilité calculée en tunnel en dehors des zones de faille où se localisent les venues d'eau ponctuelles [d'après Maréchal, 1999a].

« rigidité plus faible des fractures et des failles » dans les gneiss et les schistes à ce qu'elle est dans les granites. Maréchal [1999a] propose plusieurs hypothèses pour expliquer cette baisse :

- un phénomène de décompression à proximité de la surface ;
- des déformations plus ductiles en profondeur liées à l'augmentation de la pression lithostatique et de la température ;
- des fractures moins présentes en profondeur, car les variations de contrainte, qui sont la cause des fractures, sont moins brusques et moins fréquentes en profondeur ;
- une ouverture des fractures plus importante près de la surface qu'en profondeur, des études en laboratoire montrant l'effet de la pression de confinement sur la conductivité hydraulique.

### Classification des massifs en fonction de leur fracturation

Bordet [1971] définit 4 types de massifs fissurés<sup>1</sup> en fonction de leur fissuration et des conséquences sur les ouvrages souterrains. Toutefois, il rappelle que tous les intermédiaires sont possibles. Il définit :

<sup>1</sup>Ici, le terme de fissure regroupe tous les plans qui peuvent permettre la circulation de l'eau (micro et macro-fractures, joints de strates. . .). De plus, l'auteur s'est intéressé à l'ensemble des massifs fissurés et non pas seulement aux massifs cristallins.



**Les massifs non fissurés :** ils sont généralement constitués de roches compactes qui n'ont pas subi de déformation fragile. Les circulations dans ce type de massif sont pratiquement inexistantes.

**Les massifs à réseau de fissuration lâche :** ils comportent des fissures relativement espacées (quelques mètres à l'hectomètre). Généralement, une direction domine ce qui entraîne une mauvaise connexion hydraulique entre les fractures et une forte anisotropie de perméabilité.

**Les massifs à réseau de fissuration dense :** ils comportent des fissures relativement denses (de quelques cm à quelques dm) selon plusieurs directions. La perméabilité dépend du remplissage des fissures et de leur ouverture, mais la connexion entre les fissures est généralement bonne. Si une direction domine, il peut exister une anisotropie. Les quartzites du fait de leur comportement fragile entrent souvent dans cette catégorie, ceci a été confirmé par les reconnaissances menées par LTF.

**Les massifs à écrasement partiel diffus :** ils ont été soumis à une rupture fragile généralisée qui produit des fragments millimétriques ou moindres. Ces roches qui d'après Bordet [1971] ne sont pas des mylonites, peuvent être définies comme des kakirites selon la terminologie adoptées par Bürgi [1999]. Il les définit ainsi :

- les mylonites sont des roches cohésives à grains fins ayant subi une déformation pénétrative des grains et présentent souvent des linéations d'étirement ;
- les cataclasites sont des roches cohésives sans structure qui résultent d'une déformation ductile des grains ;
- les kakirites sont des roches sans cohésion obtenue par déformation purement fragile qui montrent une importante micro et macrofracturation.

Bordet [1971] décrit ces massifs à écrasement partiel diffus comme étant généralement peu perméables, mais saturés en eau. Ceci entraîne, lors du creusement de galerie, de très forts gradients hydrauliques qui peuvent avoir des conséquences sur la tenue de la voûte et du front de taille.

### 1.1.2 Zone décomprimée de versant

#### Éléments de définition de la zone décomprimée de versant

Ce terme de zone décomprimée peut porter à confusion étant donné qu'il est utilisé dans des contextes différents et ne désigne généralement pas les mêmes phénomènes.

Il a parfois été employé pour qualifier l'horizon fissuré qui assure la fonction conductive dans les zones de socle ancien (Massif armoricain, craton ouest-africain. . .) puis par analogie, il a été étendu aux zones de montagne [Bordet. 1971; Jamier. 1975; Cruchet. 1985] et est encore repris dans des études récentes en contexte alpin [Dzikowski *et al.*. 2015; Ofterdinger *et al.*. 2014; Manning et Caine. 2007; Ofterdinger *et al.*. 2004; Maréchal. 1999b].

À notre connaissance, c'est Bordet [1971] qui utilise pour la première fois ce terme dans le cadre d'étude hydrogéologique des massifs montagneux. Il décrit sous le nom de décompression superficielle, des fissures parallèles à la surface qui sont de moins en moins denses en s'éloignant de la surface. Il s'appuie, pour décrire ce phénomène, sur un exemple dans le Massif central. L'explication avancée est un relâchement des contraintes perpendiculaires à la topographie lié à la proximité de la surface. Ce relâchement, conjugué aux contraintes

latérales, engendrerait ces fractures. Le concept de décompression superficielle a parfois été utilisé pour expliquer l'augmentation de la perméabilité en sub-surface dans les Alpes, mais ne semble pas avoir été illustré par des exemples concrets.

L'origine de ce phénomène pour les roches de socle ancien a été remis en cause par des recherches récentes [Maréchal *et al.* 2003; Lachassagne *et al.* 2011]. D'après ces auteurs, l'altération des roches crée un « gonflement » des silicates qui induit leur fracturation. Dans le contexte alpin, l'absence de climat hydrolysant depuis la mise à l'affleurement récente des roches conduit à considérer qu'il n'y a pas d'altération chimique et donc que les zones décomprimées ont une autre origine.

Une confusion peut aussi être faite avec le concept de zone altérée (Weathered Zone) utilisé par les sismiciens. Ce terme désigne une tranche de faible vitesse sismique au voisinage de la surface. Cette zone peut être liée indifféremment à la présence de terrain de couverture, de roche altérée ou d'un milieu fracturé ouvert.

À ce stade, nous proposons de définir la zone décomprimée de versant comme une tranche superficielle de terrain dans laquelle les propriétés mécaniques et probablement hydrauliques sont dégradées par rapport à la zone plus profonde.

## Relation avec les phénomènes gravitaires

De nombreux auteurs [Bordet. 1957, 1959, 1971; Cruchet. 1985; Maréchal. 1999b; Masset et Loew. 2010] soulignent l'importance des phénomènes gravitaires de versant dans les circulations à proximité de la surface. Par exemple, Masset et Loew [2010] évoquent une zone de perméabilité accrue entre la surface et 200 à 400 mètres de profondeur. Ils attribuent cette plus grande perméabilité à un relâchement des contraintes et au phénomène gravitaire de versant qui sont favorisés par une topographie abrupte et une foliation redressée et parallèle à l'axe de la vallée.

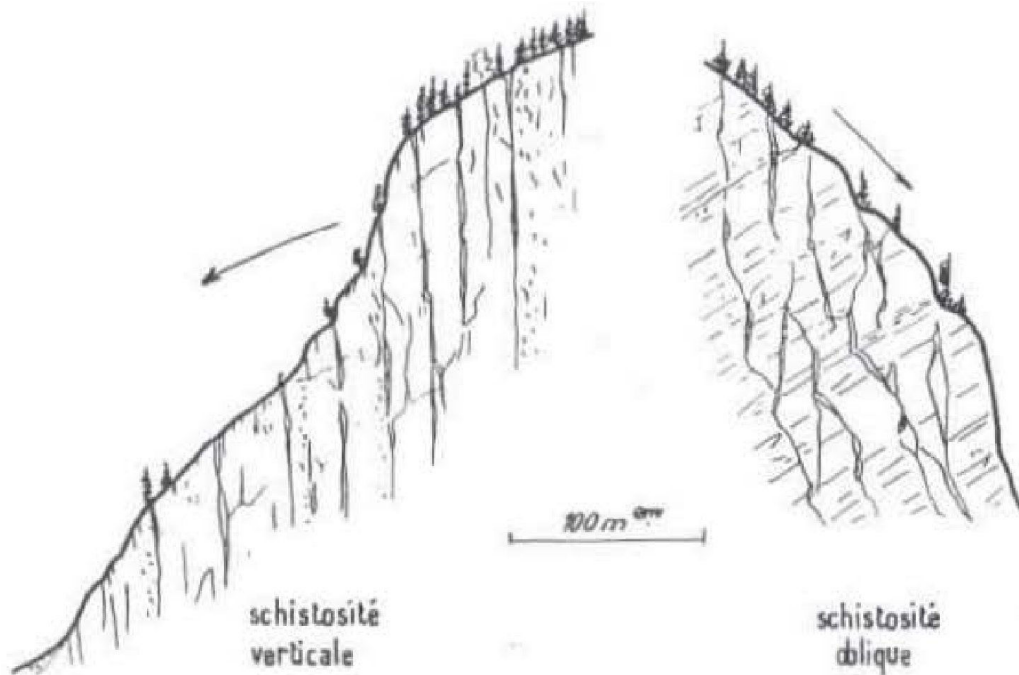
D'un point de vue temporel, on peut distinguer les phénomènes gravitaires instantanés, tels que les écroulements, des phénomènes continus (glissement, fauchage des couches, ...) [Bordet. 1957]. Les premières aboutissent à la création de formations superficielles et n'interviennent pas dans le concept de zone décomprimée de versant.

D'un point de vue spatial, les phénomènes gravitaires temporellement continus peuvent être classés en fonction de l'absence ou de la présence de discontinuité à la base de la zone instable. L'absence ou la présence de cette discontinuité basale induit probablement une transition entre la zone décomprimée et la zone profonde respectivement progressive ou brutale. La connaissance de la variation de la vitesse des ondes sismiques avec la profondeur devrait permettre de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Les principaux phénomènes gravitaires sans discontinuité basale sont la poussée au vide (ouverture de fractures préexistantes) ainsi que le phénomène de fauchage (ou balancement de versant). Les glissements quant à eux sont les principaux phénomènes gravitaires avec discontinuité basale. L'essentiel des observations hydrogéologiques liées à ces phénomènes ont été fait en galerie et dans des roches cristallines au sens large.

**La poussée au vide** a tendance à ouvrir des fractures, généralement préexistantes, par basculement des parties externes du versant vers le vide (*cf. fig. 1.3*). Ce phénomène est aggravé par une schistosité proche de la verticale et de direction parallèle à l'axe de la vallée [Bordet. 1957].

La poussée au vide est plus présente dans les parties hautes du versant. Des fractures ouvertes liées à la poussée au vide sont retrouvées en profondeur comme l'attestent les observations en galerie. Bordet [1957] évoque leur présence sous plus de 100 m de couverture.



**FIGURE 1.3** – Phénomène de poussée au vide : dans le cas d’une schistosité verticale (« Les bancs ou feuillets du Cristallin s’ouvrent alors à la façon d’un livre placé le dos contre une table » [Bordet. 1959]) et oblique [Bordet. 1959].

Elles peuvent être remplies de fragments de roche et de matériaux argileux et ainsi former des réservoirs perchés dans le versant [Guglielmi *et al.*, 2005].

En galerie, ces fractures provoquent d’importantes venues d’eau qui tarissent rapidement. Par la suite, les fluctuations du débit sont liées aux précipitations et à la fusion nivale. Le phénomène de poussée au vide est généralement plus présent dans les roches cristallines compactes (granite, gneiss, amphibolite, ...).

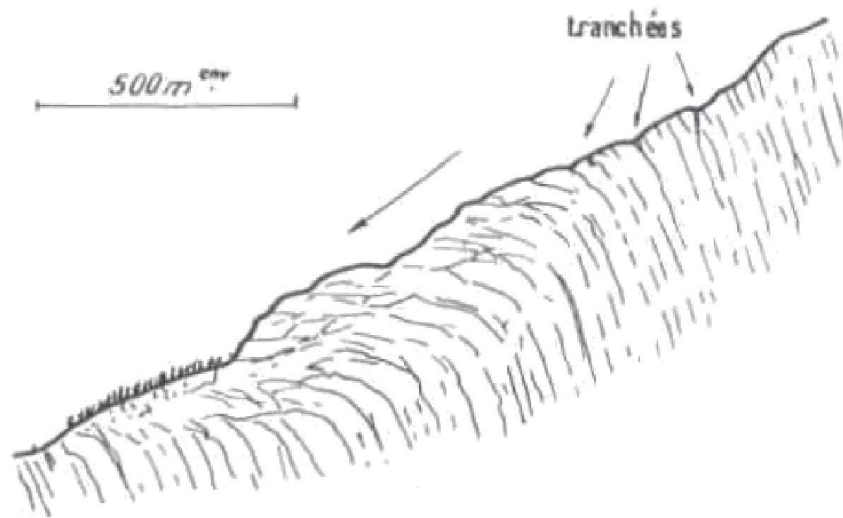
**Le balancement de versant** ou **fauchage des têtes de couche** est une déformation plastique qui forme des crochons orientés vers le bas du versant (*cf. fig. 1.4*).

L’épaisseur affectée peut être considérable (plusieurs centaines de mètres). Bordet [1957] évoque une épaisseur de 50 à 200 m pour la vallée de l’Eau Rousse dans le massif de Belle-donne. Toutefois ces épaisseurs peuvent être encore plus importantes comme par exemple, dans le cas de la galerie d’Obergesteln dont l’épaisseur est comprise entre 300 et 400 m [Maréchal. 1999b]. Ceci est sans doute en lien avec l’orientation favorable des couches. En effet, comme pour la poussée au vide une schistosité redressée parallèle aux courbes de niveau est un facteur favorisant le balancement de versant. De plus, la présence d’évaporites partiellement dissoutes au pied de versant peut aussi favoriser le fauchage des couches [Bordet. 1957].

Ce phénomène affecte en général des roches plus schisteuses que dans le cas de la poussée au vide. Ceci semble induire des fractures moins ouvertes que pour la poussée au vide [Bordet. 1957]. Toutefois, les venues d’eau en galerie peuvent aussi être importantes et sont parfois localisées préférentiellement à proximité de la base de la zone fauchée. C’est le cas, par exemple, du tunnel du Gothard et de la galerie d’Obergesteln [Maréchal. 1999b].

Des structures similaires peuvent parfois résulter d’un héritage tectonique sans lien avec un phénomène gravitaire. Par exemple, dans le cas de La Clapière dans la vallée de la Tinée,

Gunzburger et Laumonier [2002] ont montré que la structure habituellement interprétée comme un méga-fauchage est d'origine tectonique.



**FIGURE 1.4** – Phénomène de balancement de versant : au sommet des zones balancées, il est fréquent de voir des tranchées [Bordet. 1959].

Les glissements peuvent être de nature différente selon les cas. Bordet [1957] en définit deux types principaux : ceux qui résultent soit d'un balancement de versant et ceux qui affectent l'ensemble du versant.

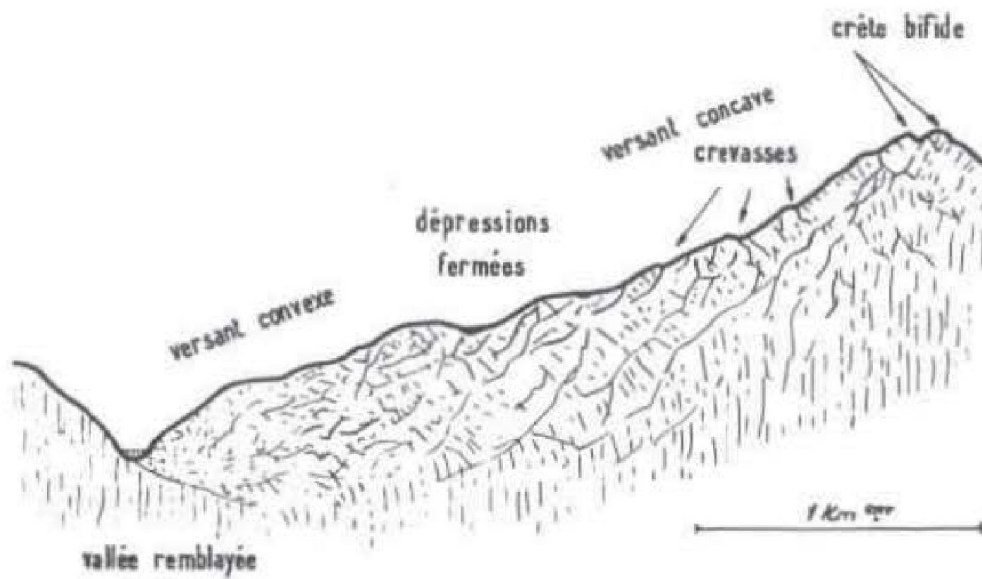
Les glissements par exagération du balancement de versant sont généralement peu épais (quelques dizaines de mètres), ils se produisent lorsque la partie superficielle des couches balancées se détache de sa base. L'infiltration de l'eau dans les parties hautes du versant peut favoriser la rupture [Guglielmi *et al.* 2005]. La roche qui compose ces glissements est généralement déstructurée, mais des « îlots » sains peuvent subsister à l'intérieur [Bordet. 1957].

Les glissements de masse peuvent atteindre des dimensions très importantes (plus de 1000 m de haut, 3 à 4 km de large et plus de 500 m d'épaisseur). Ils se caractérisent par un tassement du versant sur lui-même qui affecte des km<sup>3</sup> de roche [Bordet. 1957]. Aujourd'hui, le terme de déformation gravitaire profonde de versant (DGPV ou deep seated gravitational slope deformations DSGSD) est utilisé à la place de glissement de masse [Dzikowski *et al.* 2009a; Agliardi *et al.* 2013; Crosta *et al.* 2013]. La morphologie qui leur est associée est variée (*cf. fig. 1.5*).

Agliardi *et al.* [2013] ont effectué une étude statistique des DGPV à l'échelle des Alpes. Ils en déduisent que la présence de roche métamorphique schistosée, l'épaisseur de glace au dernier maximum glaciaire, la hauteur du versant et l'érosion torrentielle sont corrélées à la présence de DGPV. Bordet [1957] évoquait lui aussi l'érosion torrentielle intense ou l'érosion des glaciers qui ont pour conséquence de saper le pied des versants pour expliquer la présence des DGPV.

## Caractéristiques hydrogéologiques

Les observations qui ont permis la définition du concept de zone décomprimée ont généralement été faites dans des roches cristallines au sens large et en lien avec le percement de



**FIGURE 1.5** – *Phénomène de glissement par désagrégation de la masse du versant et morphologie associée [Bordet. 1959].*

tunnel. Ce contexte particulier donne une vision qui peut être biaisée des propriétés hydrogéologiques de la zone décomprimée. En effet, selon le type de phénomène gravitaire associé, tous les cas de figure entre un milieu avec une seule famille de fractures ouvertes (milieu non connecté) et un milieu avec plusieurs familles ouvertes (milieu connecté) sont possibles. Ce type d'observation privilégie les écoulements verticaux et rend difficile l'évaluation de la connexion des fractures sur le plan horizontal.

Il existe aussi certains contextes pour lesquels les phénomènes gravitaires de versant ne sont pas associés à des circulations actives. Par exemple, les reconnaissances LTF dans la partie externe du Houiller ont montré que cette zone présente des glissements affectant l'ensemble du versant sur des profondeurs importantes, mais ne sont pas associées à des circulations. La nature des roches, des schistes peu métamorphiques, permet d'expliquer ceci. Le concept de zone décomprimée demande donc à être précisé dans d'autres contextes géologiques alpins.

Il est généralement considéré que la zone décomprimée se caractérise par des perméabilités élevées à très élevées. Les valeurs communément admises, lorsqu'on considère la zone décomprimée comme un milieu poreux équivalent, sont en général supérieures à  $10^{-6} \text{ms}^{-1}$  [Guglielmi *et al.*, 2005; Thiebaud *et al.*, 2010; Masset et Loew, 2010; Dzikowski *et al.*, 2015].

### 1.1.3 Zone profonde

En profondeur, l'absence de fracture, leur fermeture ou leur colmatage rendent les massifs rocheux très peu perméables [Bordet, 1971; Massonnat, 1981; Cruchet, 1983]. Toutefois, il peut exister des fractures perméables ou des couloirs de fractures qui présentent souvent une faible connexion entre elles. On ne peut donc plus parler de milieux fissurés continus comme dans le cas de la zone décomprimée [Massonnat, 1981].

Ces zones fracturées peuvent être le siège de circulations en profondeur donnant éventuellement lieu à des circulations hydrothermales [Siméon, 1980; Sonney et Vuataz, 2009;

Thiébaud, 2008]. Cruchet [1985] constate sur les observations en galerie dans les massifs cristallins de Basse Maurienne, que les grands accidents tectoniques ne provoquaient pas systématiquement des venues d'eau importantes contrairement à certains accidents secondaires. Il attribue ce phénomène à la présence de mylonites étanches. Maréchal [1998] confirme le caractère étanche des mylonites dans les observations au tunnel du Mont Blanc. Il constate l'absence de venue d'eau dans la zone mylonitisée et de fortes venues d'eau aux épontes de celle-ci là où la déformation a été plus cassante.

Plusieurs auteurs ont tenté de caractériser la géométrie en profondeur des fractures ou des couloirs fracturés et leur potentiel aquifère. Ceci est un enjeu important pour les travaux souterrains. Les relevés de terrain et les études photogrammétriques réalisées par Massonnat [1981] et Cruchet [1983] n'ont cependant pas permis d'appréhender le caractère aquifère des zones de facturation profonde. De la même manière les méthodes géophysiques de surface sont difficilement utilisables, en effet les fractures sur lesquelles se produisent les venues d'eau sont généralement redressées et sont donc peu visibles. Par contre, la sismique de puits permet de déterminer la géométrie de plans redressés [Monin, 1998a,b]. Ceci, combiné à des essais d'eau en forage, permet d'estimer les risques de venue d'eau.

Les perturbations thermiques que peuvent engendrer les circulations profondes sont aussi un facteur important dans leur détection en galerie et en forage [Maréchal, 1999c].

En résumé, le massif est généralement peu perméable en profondeur, les rares circulations s'effectuent sur des zones localisées donnant lieu ou non à des systèmes hydrothermaux. Les grands accidents n'engendrent généralement pas de venues d'eau significative. En effet, les déformations intenses provoquées par les accidents majeurs ont tendance à étanchéifier ceux-ci soit par des recristallisations partielles soit par des créations de produits d'écrasement.

#### 1.1.4 Conclusion

Les concepts de zone décomprimée et zone profonde s'appuient essentiellement sur des travaux portant sur les roches cristallines au sens large (cristallin, cristallophyllien, amphibolites, schiste métamorphique, quartzite, ...) et demandent à être confirmés dans les autres contextes géologiques. Notons que ces concepts ne concernent pas les massifs calcaires et marno-calcaires préalpins dans lesquels se développent des systèmes karstiques.

Les roches qui composent les massifs alpins sont généralement des roches consolidées dont la perméabilité est conditionnée à la présence de fractures. La perméabilité à l'échelle du massif dépend de l'ouverture, du remplissage, de la fréquence et de la connexion des fractures. Par exemple, les roches cristallines au sens strict et les quartzites sont généralement plus perméables que les roches cristallophylliennes. Ces faciès favorables aux circulations souterraines correspondent à des roches fragiles dans lesquelles d'une part la fracturation se développe de manière plus dense que dans les faciès plus phylliteux et d'autre part le colmatage argileux est bien moins présent. Les mesures de perméabilité effectuées à partir des venues d'eau en tunnel montrent une diminution de la perméabilité avec la profondeur. Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer ce phénomène.

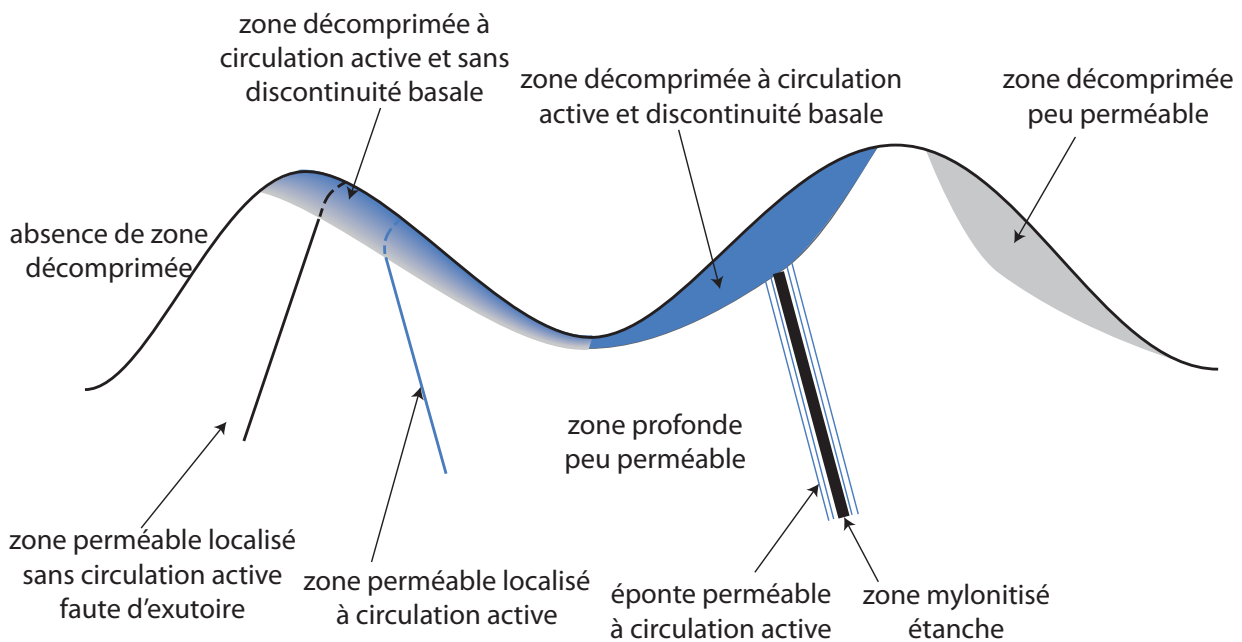
À proximité de la surface, il est fréquent que des phénomènes gravitaires de versant, tels que la poussée au vide, le fauchage des couches et les glissements dégradent les propriétés mécaniques des roches. Dans les faciès favorables, ces phénomènes augmentent notablement la perméabilité. Cette zone, généralement appelée zone décomprimée de versant, surmonte une zone moins perméable appelée zone profonde. Selon les phénomènes à l'origine de la

zone décomprimée, la transition avec la zone profonde peut être soit progressive soit brutale par l'intermédiaire d'une discontinuité basale.

Dans les zones décomprimées perméables, les circulations souterraines sont importantes et des valeurs de perméabilité supérieures à  $10^{-6} \text{ms}^{-1}$  sont généralement considérées.

La zone profonde des massifs est un milieu fermé et peu perméable. Elle présente localement des zones de fractures ouvertes et perméables. Les circulations sont généralement absentes ou faibles. Dans les zones de fractures ouvertes, des circulations naturelles ou provoquées par le percement d'un tunnel peuvent être rapides.

La figure 1.6 montre une représentation schématique de ce modèle conceptuel des circulations dans les massifs alpins.



**FIGURE 1.6** – Schéma récapitulatif de l'hydrogéologie des massifs alpins. En fonction des phénomènes gravitaires de versant, il peut exister soit des zones décomprimées avec ou sans discontinuité basale. Selon la nature des roches, cette zone décomprimée peut être soumise à des circulations actives ou non. En profondeur, le massif est généralement peu perméable à part dans certaines zones localisées qui sont généralement soit des accidents secondaires soit les éponges des grands accidents.

## Section 1.2

## Processus thermiques contrôlant la température du sous-sol

Il existe trois modes de transfert de chaleur : le rayonnement, la convection et la conduction. Dans le sous-sol, le rayonnement est très faible lorsque la température de la roche est inférieure à  $1000^{\circ}\text{C}$  [Goy. 1996]. Dans le cas de cette étude qui s'intéresse à la température de la croûte continentale au voisinage de la surface, seules la convection et la conduction interviennent de manière significative dans le transfert de chaleur.

Pour mémoire, le transfert de chaleur par conduction est un transfert qui s'effectue par contact sans mouvement de matière contrairement au transfert par convection qui est lié au déplacement de la matière (généralement un fluide).

Dans un premier temps, les transferts par conduction dans le sous-sol seront abordés en portant une attention particulière sur les conditions aux limites notamment l'effet du relief et les variations temporelles de la température du sol. La convection sera abordée dans un deuxième temps.

### 1.2.1 Transfert de chaleur par conduction

L'évolution des températures avec la profondeur dans la croûte varie entre  $6^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$  dans les zones de subduction et  $50^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$  dans les zones orogéniques [Pomerol *et al.* 2011]. Cette augmentation de la température traduit l'existence d'un flux thermique ascendant. Au sommet de la croûte continentale, le flux est lié pour 40% à la diffusion de la chaleur mantellique et pour 60% à la désintégration d'éléments radioactifs dans la croûte continentale [Ferrandes. 1998]. Vers la surface le flux géothermique est perturbé par le relief et par les conditions de température à la surface du sol. Dans la suite nous n'évoquerons ni ne prendrons en compte la création de chaleur par désintégration des éléments radioactifs. Ce paramètre peut, en effet, être négligé dans le cadre de notre étude en raison de la faible épaisseur de croûte considérée.

### Influence du relief sur la température du sous-sol

Le relief engendre des variations altitudinales et locales (effet d'exposition) des températures du sol ou de la roche en surface lorsque le sol est absent. Il crée des modifications locales du flux géothermique en changeant son intensité et sa direction. Le flux de chaleur n'est plus purement vertical ni homogène.

La température moyenne du sol varie selon la latitude et l'altitude mais aussi selon la pente, l'orientation et la couverture [Kohl *et al.* 2001].

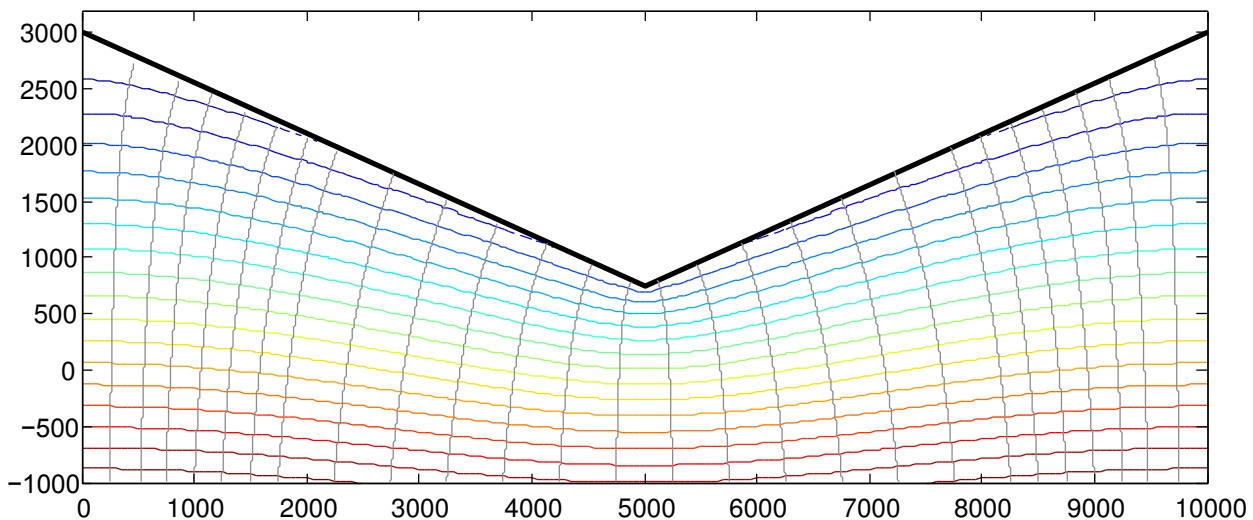
Les variations de la température moyenne du sol avec l'altitude ne sont pas toujours identiques à celles de l'air. Dans les Alpes, différents travaux [Goy. 1996; Kohl *et al.* 2001, et les travaux présentés ici] montrent une diminution de la température du sol avec l'altitude de  $5^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ . Parmi les facteurs expliquant cette différence on peut citer, par exemple, la présence de neige durant les périodes froides qui entraîne des différences entre la température de l'air et du sol. Lewis et Wang [1992] présentent des mesures simultanées de température de l'air, du sol et de hauteur de neige qui montrent qu'un sol recouvert d'une cinquantaine



de centimètres de neige reste à une température nulle alors que l'air atteint des températures de  $-20^{\circ}\text{C}$ .

A une altitude donnée, la température dépend également de l'orientation et de la pente du versant qui conditionnent l'apport de chaleur radiatif par le soleil. Blackwell *et al.* [1980] ont ainsi développé une méthode de prise en compte du relief intégrant ces paramètres. La couverture du sol ou l'absence de sol influence aussi la température moyenne en surface. Par exemple, Lewis et Wang [1992] montrent que la déforestation induit une augmentation de la température du sol qu'ils estiment supérieure à quatre degrés.

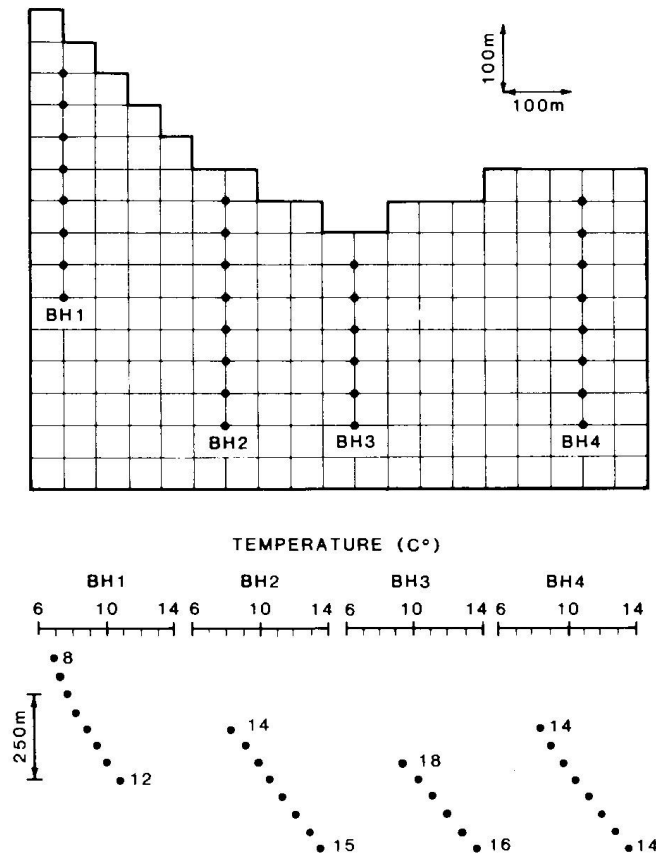
Le relief perturbe le flux géothermique qui se concentre dans les chemins lui opposant le moins de résistance. Il est donc moins élevé sous les sommets que sous les vallées ce qui entraîne un resserrement des isothermes sous les vallées et un écartement sous les sommets [Powell *et al.* 1988, in Şerban *et al.* 2001]. Le flux de chaleur n'est alors plus vertical mais de plus en plus oblique en se rapprochant de la surface (*cf. fig. 1.7*). La composante horizontale du flux a une direction des sommets vers les vallées.



**FIGURE 1.7** – Exemple du champ de température sous une vallée : les lignes d'isotherme (équidistantes de  $5^{\circ}\text{C}$ ) sont plus rapprochées sous la vallée que sous les sommets, ceci traduit une plus grande densité de flux sous les vallées que sous les sommets. Les lignes de flux (en gris) sont de plus en plus verticales en profondeur.

Sous un relief, le gradient de température varie en fonction de la profondeur. Sous les vallées, il diminue progressivement avec la profondeur. Le phénomène inverse se produit sous les sommets (*cf. fig. 1.8*). Ceci entraîne en profondeur, une stabilisation du gradient à une valeur moyenne indépendamment de la position par rapport au relief.

Plusieurs types d'approches ont été développés pour évaluer l'effet du relief. Des approches analytiques se basant généralement sur des reliefs sinusoïdaux [Turcotte et Schubert, 2014; Stüwe *et al.* 1994, par exemple] ou d'autres formes de relief simple [Lachenbruch, 1968]. Des approches de modélisation numérique permettent d'étudier l'effet de relief complexe ainsi que l'effet des variations spatiales et temporelles des conditions aux limites [Henry et Pollack, 1985; Kohl, 1999; Kohl *et al.* 2001, par exemple].



**FIGURE 1.8** – *Modèle maillé de conductivité thermique homogène proposé par Henry et Pol-lack [1985]. Les ronds montrent les points où sont extraites les températures pouvant simuler des forages (BH 1 à 4). En bas, les températures simulées au niveau de ces points montrent les variations de gradient selon la position par rapport au relief. Les chiffres indiquent le gradient de température en haut et en bas des forages.*

## Effet des variations temporelles de la température du sol

Les températures du sol peuvent varier dans le temps, ces variations se propageant progressivement en profondeur. Les variations journalières et saisonnières s'amortissent avec la profondeur en raison de leur périodicité. L'amplitude de la perturbation thermique qu'elles provoquent décroît exponentiellement avec la profondeur. La diminution de l'amplitude est d'autant plus rapide que la période est courte et que la diffusivité est faible [Goy. 1996]. Par exemple, pour une diffusivité de  $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  les variations journalières sont divisées par dix à  $0,5 \text{ m}$  et par cent à  $1 \text{ m}$  contre respectivement  $9 \text{ m}$  et  $18 \text{ m}$  dans le cas des variations saisonnières annuelles. Il existe aussi en profondeur un déphasage des variations qui dépend de la période des variations, de la diffusivité et qui est proportionnel à la profondeur.

L'effet sur le flux de chaleur et les températures du sous-sol des variations de la température de surface à basse fréquence est connue depuis longtemps [Lane. 1923]. Des corrections des perturbations transitoires ont été appliquées pour déterminer le flux géothermique en régime permanent [voir les références proposées par Clauser et Mareschal. 1995].

Les températures du sous-sol ont aussi été utilisées pour étudier les paléo-températures de surface. Hotchkiss et Ingersoll [1934] ont utilisé les températures mesurées dans une mine au Michigan pour proposer des scénarios de retrait glaciaire. Des données de températures en forage peu profond sont utilisées pour étudier des perturbations récentes de la température du sol [Beck. 1982]. Vasseur *et al.* [1983] sont les premiers à proposer une reconstitution de la température du sol durant l'Holocène par inversion des températures d'un forage dans le centre de la France. Ils mettent en évidence une période plus froide autour de  $400 \text{ BP}$  correspondant au Petit Âge Glaciaire et une période plus chaude autour de  $3600 \text{ BP}$ . Par la suite de nombreuses études se sont intéressées à l'inversion des températures du sous-sol [Harris et Chapman. 1995; Huang *et al.*. 2000; Roy et Chapman. 2012].

En partant du principe que les forages d'une même zone sont soumis à des variations de température du sol identiques, Clauser et Mareschal [1995] proposent une méthode d'inversion conjointe impliquant plusieurs forages. Ceci permet d'atténuer l'effet des variations locales qui peut être interprété à tort comme un effet paléoclimatique. Par exemple, une variation de couverture du sol qui modifie la température du sol peut être interprétée comme un effet paléoclimatique [Lewis et Wang. 1992].

Une hétérogénéité 3D des conductivités peut aussi fausser l'interprétation des paléo-températures du sol [Shen *et al.*. 1995]. Les mouvements d'eau dans le sous-sol influencent les températures et masquent partiellement ou totalement le signal paléoclimatique. Plusieurs auteurs proposent des méthodes pour prendre en compte ces effets [Kohl. 1998b; Bodri et Cermak. 2005].

Kohl [1999] étudie l'effet de la topographie sur les variations transitoires de la température. Il montre que dans le cas d'une topographie simple sinusoïdale, l'inversion conjointe permet de corriger les effets topographiques uniquement si les forages se trouvent en pied et en haut de versant. Une inversion individuelle des forages est possible en choisissant un flux différent pour chaque forage. Ceci permet généralement l'inversion correcte des paléo-températures du sol même en présence de relief.

## Rappel sur les équations décrivant le transfert de chaleur par conduction

Le transfert par conduction se fait sans mouvement de matière en présence d'un gradient de température. Ce mode de transfert est décrit par les lois de Fourier qui déterminent le flux thermique ( $q_{th}$  en  $\text{W m}^{-2}$ ) comme étant proportionnel au gradient de température ( $\Delta\theta$  en  $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ). Le facteur de proportionnalité est appelé conductivité thermique ( $\lambda$  en  $\text{W m}^{-1} ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),

il traduit la capacité d'un matériau à laisser passer un flux de chaleur :

$$q_{th} = -\lambda \cdot \text{grad}\theta \quad (1.1)$$

La loi de conservation permet de lier les variations d'énergie thermique emmagasinée dans le milieu et le bilan de flux de chaleur. Dans un cas purement conductif, la variation de température dans le temps ( $\delta\theta/\delta t$  en  $^{\circ}Cs^{-1}$ ) est proportionnelle à la divergence du flux thermique ( $\nabla q_{th}$  en  $Wm^{-3}$ ). Le facteur de proportionnalité est la capacité calorifique volumique ( $\rho c_p$  en  $Jm^{-3}C^{-1}$ ) :

$$-\nabla q_{th} = \lambda \cdot \nabla^2\theta = \rho c \cdot \frac{\delta\theta}{\delta t} \quad (1.2)$$

$$\nabla^2\theta = \frac{\rho c}{\lambda} \cdot \frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\delta\theta}{\delta t} \quad (1.3)$$

Dans l'équation 1.3, le rapport entre la conductivité et la capacité calorifique volumique est appelé diffusivité thermique ( $\alpha$  en  $m^2s^{-1}$ ). C'est le paramètre qui permet de caractériser la capacité d'un matériau à transmettre des variations de température.

La conductivité thermique, la capacité calorifique et par conséquent la diffusivité thermique sont des facteurs qui dépendent du milieu. Dans le milieu géologique, ils dépendent de la roche elle-même, mais aussi des vides (porosité  $n$ ) et du fluide qu'ils contiennent.

Carslaw et Jaeger [1959] propose une solution particulière à l'équation 1.3 qui s'applique dans un milieu unidimensionnel semi-infini de température initiale nulle soumis à une variation de température aux limites brutales :

$$\theta(z, t) = \Delta\theta \cdot \text{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{\alpha \cdot t}}\right) \quad (1.4)$$

avec  $\theta(z, t)$  la température au point  $z$  après un temps  $t$  depuis la variation de température aux limites d'amplitude  $\Delta\theta$ . Cette équation peut servir de base à l'estimation de gradient en transitoire et à l'inversion de température du sol [Crain. 1968; Clauser et Mareschal. 1995, par exemple].

### 1.2.2 Transfert de chaleur par convection

Le transfert de chaleur par convection s'effectue par mouvement de matière. Il s'agit généralement de fluide, par exemple du magma, des gaz ou de l'eau. Ce phénomène est actif dans les parties profondes du globe notamment dans le manteau. Dans la partie superficielle de la croûte continentale, ce sont les circulations d'eau qui sont à l'origine des principaux transferts de chaleur par convection. Certains auteurs assimilent les phénomènes de surrection-érosion à de la convection, car il permet de faire remonter des roches enfouies vers la surface [Kohl *et al.* 2001]. Dans le cadre de cette étude, nous ne nous intéresserons qu'au transfert de chaleur par convection provoqué par les mouvements de l'eau. Il s'agit donc du seul aspect développé ci-dessous.

#### Utilisation de la thermique pour contraindre les écoulements souterrains

Il existe deux types de convection. La convection libre est provoquée par la différence de densité liée aux différences de température de l'eau contrairement à la convection forcée qui s'effectue sous un gradient de charge hydraulique. Dans le cas de la convection forcée, l'étude

des transferts de chaleur peut contribuer à caractériser les écoulements d'eau souterraine [Anderson, 2005].

Dès les années 60, des solutions analytiques ont été proposées pour caractériser les écoulements grâce au transfert de chaleur. Bredehoeft et Papaopulos [1965] proposent une solution pour calculer la drainance à travers un aquitard grâce à un profil de température dans celui-ci. Stallman [1965] évalue l'infiltration dans un sol soumis à des oscillations de température en utilisant les températures du sol. Taniguchi *et al.* [1999a,b] ont développé des méthodes pour déterminer les flux d'eau verticaux à partir de variations linéaires ou brutales de la température du sol en surface. Les relations nappe-rivière peuvent être aussi étudiées à l'aide des températures [Constantz, 2008].

À l'échelle d'un système hydrogéologique ou d'un bassin, l'étude des flux de chaleur permet aussi la caractérisation des écoulements. Les modifications de température par rapport à un état conductif permettent de repérer les zones de recharge et d'émergence [Anderson, 2005; Jiráková *et al.*, 2011]. Les zones de recharge sont caractérisées par des gradients thermiques inférieurs à la normale et les zones d'émergence sont caractérisées par des gradients anormalement hauts (*cf. fig. 1.9*). Les flux de chaleur peuvent aussi être utilisés pour déterminer les vitesses d'écoulement et la perméabilité sur de large zones [Saar, 2011]. Les paramètres thermiques variant nettement moins que les paramètres hydrodynamiques une approche couplée hydrodynamique et thermique peut permettre une meilleure détermination des écoulements [Anderson, 2005]. Il peut exister une contradiction entre les perméabilités déterminées par cette méthode et celles mesurées sur le terrain. Ceci peut être dû aux différences d'échelle de mesures : une détermination à partir des températures intègre généralement une plus large zone que les mesures de perméabilité [Anderson, 2005].

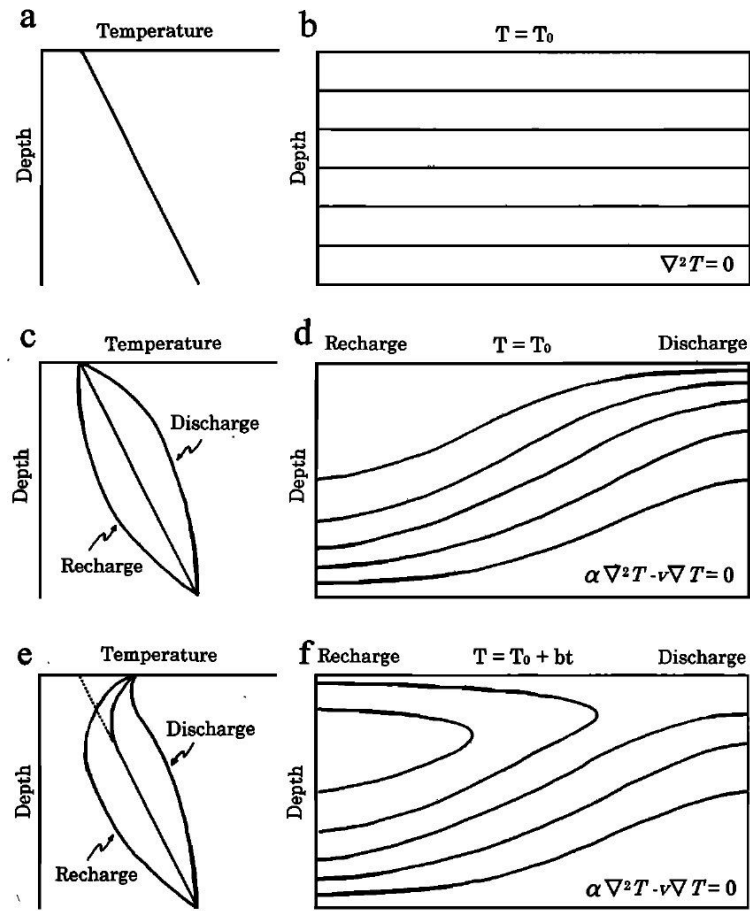
### Effet de la convection en régime permanent sur les massifs montagneux

Forster et Smith [1988a,b, 1989] ont développé un modèle numérique en régime permanent couplant hydrodynamique et thermique pour simuler les perturbations thermiques induites par les écoulements souterrains en zone de montagne. Ils montrent sur des cas théoriques que lorsque la nappe est profonde, le facteur qui contrôle la perturbation thermique est plus le taux de recharge que la perméabilité.

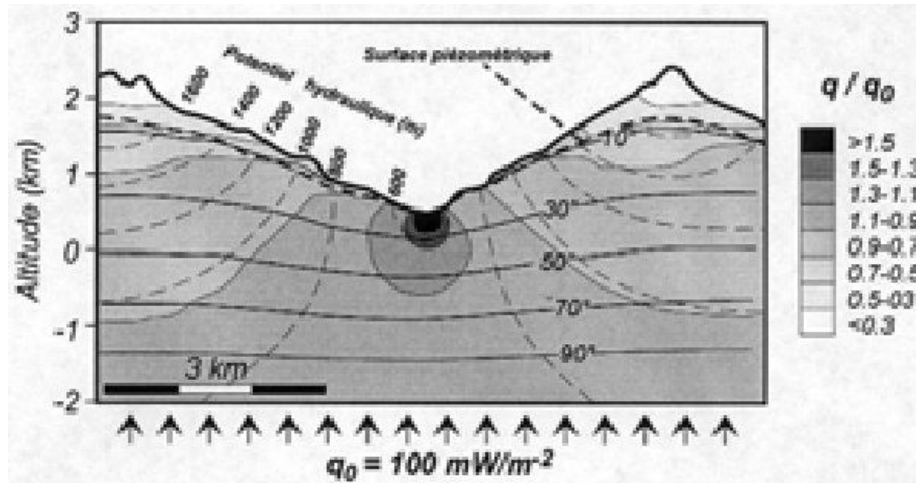
Bodri et Rybach [1998] ont étudié deux cas réels de circulation souterraine et de transfert de chaleur dans les Alpes Suisses. Ils mettent en évidence des circulations pouvant atteindre des profondeurs de 2 à 3 km sous le niveau de la mer. Ces circulations concentrent le flux de chaleur sous les vallées au détriment des versants et des sommets. Ils constatent sous les vallées une densité de flux de chaleur 1.5 à 1.8 fois plus importante que le flux de chaleur basal (*cf. fig. 1.10*). L'effet des circulations vient amplifier l'effet du relief qui tend aussi à concentrer le flux sous les vallées.

Les circulations à grande profondeur sont généralement localisées sur des accidents (*voir section 1.1*). L'effet thermique de ces circulations est alors localisé au voisinage de la zone de circulation. Indépendamment d'un régime permanent ou transitoire, la thermique devient alors un outil pour localiser les circulations et prévoir les venues d'eaux en tunnel [Busslinger, 1998; Maréchal, 1999c, 2012]. L'auteur met en évidence une anti-corrélation entre le gradient thermique et l'intensité des venues d'eau (*cf. fig. 1.11*).

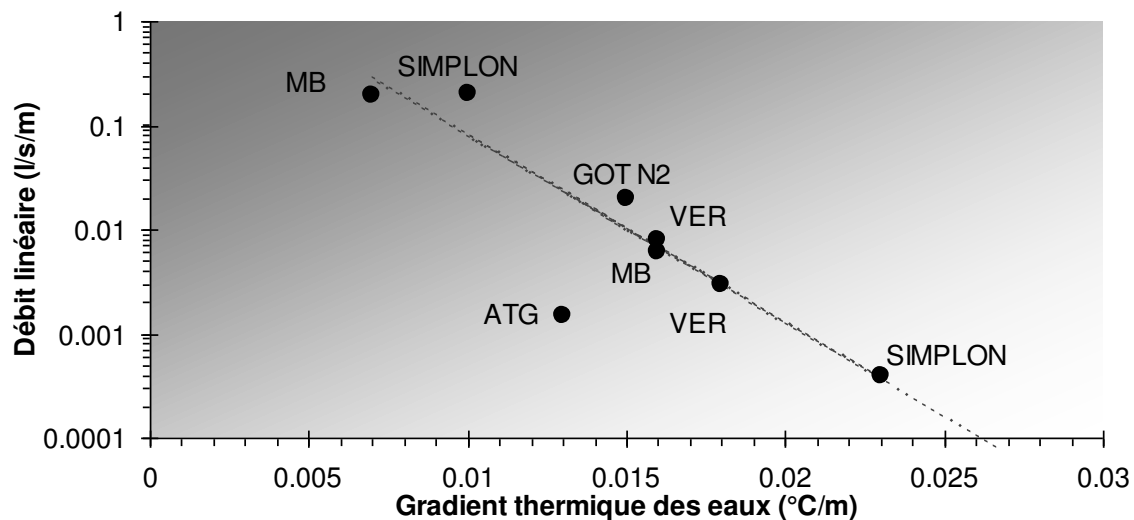
Maréchal et Perrochet [2001] ont développé une méthode pour estimer les débits verticaux à travers une faille, en condition naturelle et en régime permanent, à partir d'un profil horizontal de températures. Cette méthode peut être appliquée lors du creusement d'un tunnel avant même la rencontre de la venue d'eau. Elle permet alors de déterminer le débit en conditions naturelles en fonction d'hypothèses sur la position de la circulation.



**FIGURE 1.9** – Représentation schématique des écoulements d'eau souterraine et du régime thermique : en l'absence d'écoulement a et b, avec des écoulements c et d et avec des écoulements et un réchauffement de surface e et f [Taniguchi et al., 1999a].



**FIGURE 1.10** – Simulation thermo-hydraulique illustrant le refroidissement des reliefs de la région de Biaschina (Tessin, Suisse). Un flux de  $100 \text{ mWm}^{-2}$  est appliqué à la base. Les mouvements d’eau vers la vallée (perpendiculaires au potentiel hydraulique) accroissent le flux autour de celle-ci et le diminuent vers les sommets. La surface piézométrique a été définie de façon à s’équilibrer avec les infiltrations. La forme des isothermes est aussi perturbée par un effet topographique en plus des effets dus à l’eau [Bodri et Rybach, 1998, modifié par Jaboyedoff 1999].



**FIGURE 1.11** – Relation entre le débit linéaire et le gradient thermique des eaux dans divers ouvrages souterrains Alpains (MB : Mont-Blanc ; GOT-N2 : Gothard-N2 ; VER : VEREINA ; ATG : Gothard Alptransit). Le débit linéaire dans la galerie du Gothard Alptransit (ATG) apparaît hors corrélation : des circulations d’eau non rencontrées par l’ouvrage pourraient exister dans le massif [Maréchal, 2012].

## Convection thermique transitoire dans les Alpes

Les études présentées ci-dessus sur les effets thermiques des circulations en zone de montagne partent du principe d'un régime permanent. Il s'agit de l'approche classique des transferts hydrothermaux qui considèrent que l'eau est réchauffée par le flux géothermique en profondeur et remonte plus chaude dans les zones d'émergence [Anderson. 2005, par exemple].

Dans les Alpes, cette approche est remise en cause par certains auteurs qui proposent des fonctionnements en régime transitoire [Busslinger. 1998; Maréchal. 1998; Maréchal *et al.*. 1999; Kohl *et al.*. 2001; Gallino *et al.*. 2009; Thiebaud *et al.*. 2010].

Maréchal [1998] propose un modèle 3D du massif du Mont-Blanc en transitoire sur la durée de l'Holocène. Pour définir les conditions initiales il fait l'hypothèse que le massif était en conduction au cours de la dernière période glaciaire et que la température au sol sous la glace était nulle. Pour le modèle en transitoire, les circulations souterraines et le gradient altitudinal de température sont pris en compte. Son modèle permet de reproduire les observations de débit et de température dans le tunnel lors du percement.

Kohl *et al.* [2001] modélisent les températures au niveau du tunnel de base du Gothard en cherchant à prendre en compte les phénomènes pouvant influencer la thermique. Ils considèrent les processus de surrection-érosion qu'ils assimilent à de la convection de roche sur une durée de  $5Ma$ , les variations de température en surface sur  $100ka$  et les circulations souterraines sur  $10ka$ . Ils ajustent la température du sol et le flux de chaleur pour reproduire les températures observées en forage et dans la descenderie. Ils mettent en évidence que les circulations d'eau influencent la température des roches en dessous de 500 m de profondeur.

Gallino *et al.* [2009] et Thiebaud *et al.* [2010] montrent, respectivement sur la source thermale d'Aix-les-Bains et sur celle de La Léchère, que les températures et débits observés aujourd'hui ne sont pas compatibles avec un fonctionnement thermique en régime permanent. Leurs travaux concluent sur l'importance des glaciations qui bloquent les circulations pour expliquer les températures et les débits observés aux sources thermales.

L'accident de la Léchère dans lequel s'effectuent les circulations hydrothermales profondes influence la température de la roche avoisinante par conduction. Le caractère transitoire de ces circulations conduit à un effet thermique transitoire dans les roches environnantes [Dzikowski *et al.*. 2015].

L'ensemble de ces travaux tend à montrer que les circulations souterraines étaient limitées dans les Alpes durant les périodes glaciaires. L'activation récente des circulations crée encore aujourd'hui des variations dans le régime thermique alpin.



## Section 1.3

## Conclusion

Les éléments bibliographiques développés sur les circulations des eaux souterraines dans les massifs ainsi que sur les aspects thermiques spécifiques aux régions de montagne nous permettent de proposer un schéma conceptuel hydrogéologique et thermique des massifs alpins (*cf. fig. 1.12*). Ce schéma repose sur les notions de zone décomprimée de versant et zone profonde impliquant les circulations des eaux souterraines et les transferts thermiques potentiellement associés. Il complète les perturbations thermiques engendrées par le relief et la température de surface et conduit à une représentation thermique des massifs en régime transitoire.

Les concepts de zone décomprimée et zone profonde s'appuient essentiellement sur des travaux portant sur les roches cristallines au sens large (cristallin, cristallophyllien, amphibolites, schiste métamorphique, quartzite, ...) et demandent à être confirmés dans les autres contextes géologiques. Notons que ces concepts ne concernent pas les massifs calcaires et marno-calcaires préalpins dans lesquels se développent des systèmes karstiques.

Les roches qui composent les massifs alpins sont généralement des roches consolidées dont la perméabilité est conditionnée à la présence de fractures. La perméabilité à l'échelle du massif dépend de l'ouverture, du remplissage, de la fréquence et de la connexion des fractures. Par exemple, les roches cristallines au sens strict et les quartzites sont généralement plus perméables que les roches cristallophylliennes. Ces faciès favorables aux circulations souterraines correspondent à des roches fragiles dans lesquelles d'une part la fracturation se développe de manière plus dense que dans les faciès plus phylliteux et d'autre part le colmatage argileux est bien moins présent.

À proximité de la surface, il est fréquent que des phénomènes gravitaires de versant, tels que la poussée au vide, le fauchage des couches et les glissements dégradent les propriétés mécaniques des roches. Dans les faciès favorables, ces phénomènes augmentent notablement la perméabilité. Cette zone, généralement appelée zone décomprimée, surmonte une zone moins perméable appelée zone profonde. Selon les phénomènes à l'origine de la zone décomprimée, la transition avec la zone profonde peut être soit progressive soit brutale par l'intermédiaire d'une discontinuité basale.

Dans les zones décomprimées perméables, les circulations souterraines sont telles que la température du milieu est généralement en équilibre avec les températures des apports de surface représentés par les précipitations et la fusion nivale.

La zone profonde des massifs est un milieu fermé et peu perméable. Elle présente localement des zones de fractures ouvertes et perméables. Les circulations sont généralement absentes ou suffisamment faibles pour ne pas perturber l'état thermique du massif. Dans les zones de fractures ouvertes, des circulations naturelles ou provoquées par le percement d'un tunnel peuvent être suffisamment actives pour perturber l'état thermique du massif.

Des études portant notamment sur les systèmes hydrothermaux de La Léchère et d'Aix les Bains ont montré que des circulations profondes pouvaient être réactivées à la fin de la dernière période glaciaire. Ces circulations en régime thermique transitoire perturbent encore à l'heure actuelle l'état thermique des massifs en profondeur qui se caractérise par un refroidissement sous les versants et un réchauffement en fond de vallée.

Les perturbations thermiques des massifs peuvent être engendrées par la convection forcée

et la conduction. Dans les zones de circulations actives, on peut supposer que la convection forcée domine et provoque une perturbation thermique localisée qui se propage par conduction dans le massif peu perméable. Si au cours de l'Holocène, un régime thermique permanent lié à la convection forcée peut être atteint dans les zones de circulation, la perturbation des températures des roches avoisinantes liée au mécanisme de conduction doit probablement encore évoluer à l'heure actuelle.

Les perturbations thermiques engendrées par les circulations se surimposent aux perturbations de surface engendrées par les variations climatiques notamment le réchauffement depuis la fin de la dernière période glaciaire.

Le modèle conceptuel (*cf. fig. 1.12*) se base sur le principe de zone décomprimée de versant (ZD) et de zone profonde (ZP).

Proche de la surface et avant d'atteindre la zone profonde, on distingue quatre cas possibles : (i) Absence de ZD, (ii) présence d'une ZD perméable sans discontinuité basale avec la ZP, (iii) présence d'une ZD perméable à discontinuité basale avec la ZP et (iv) présence d'une ZD non perméable.

Dans les ZD perméables, l'équilibre thermique des eaux souterraines avec les conditions climatiques à la surface du bassin d'alimentation peut être considéré comme quasi instantané à l'échelle des temps de l'Holocène. Le régime thermique est considéré convectif et permanent. C'est donc la température des eaux souterraines de la ZD qui est imposée au sommet de la ZP. En absence de ZD perméable, la température au sol constitue la température en limite des zones. Ces conditions en limite et le relief modifient donc le flux géothermique.

Dans la zone profonde peu perméable, on distingue deux zones perméables localisées. Dans une première les circulations sont actives et participent à un circuit d'écoulement vers un exutoire actif. Dans la seconde zone perméable, les écoulements sont inexistant à l'état naturel en absence d'exutoire.

Dans la zone de circulations actives, la convection forcée modifie les températures en limite avec la zone peu perméable au sein de laquelle le transfert thermique s'effectue par conduction et est considéré en régime transitoire à l'échelle des temps de l'Holocène.

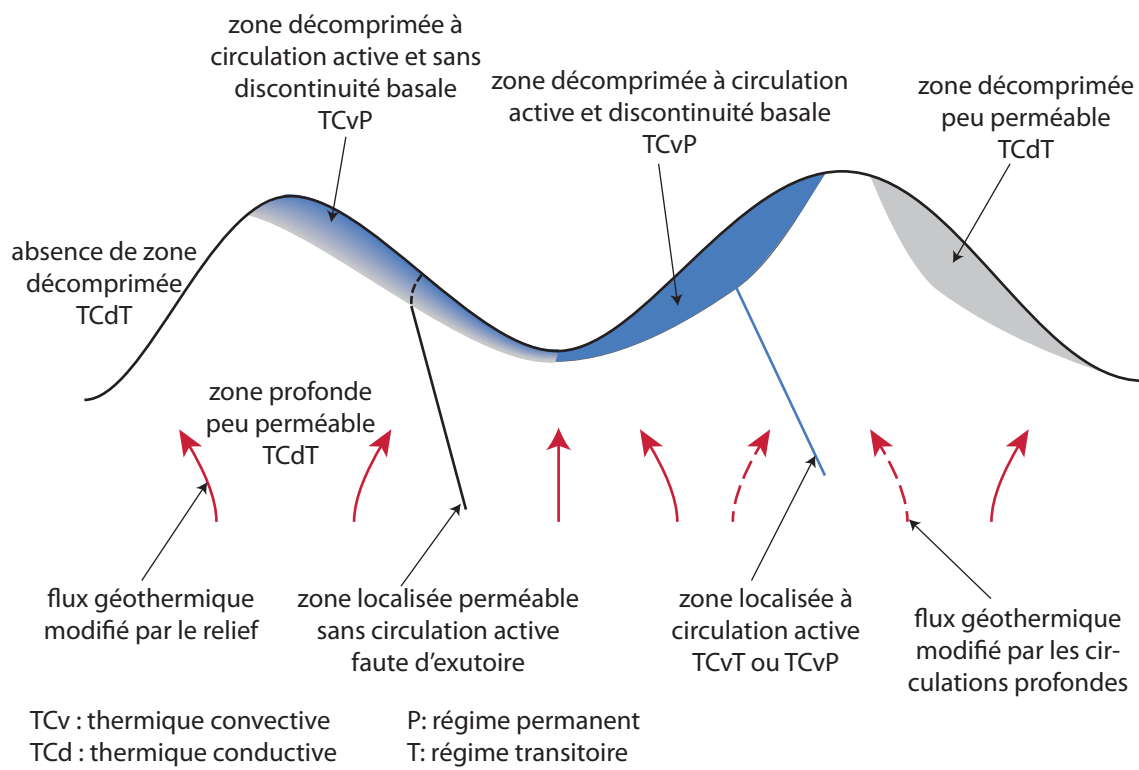


FIGURE 1.12 – Schéma conceptuel des massifs alpins : circulations et processus thermiques.

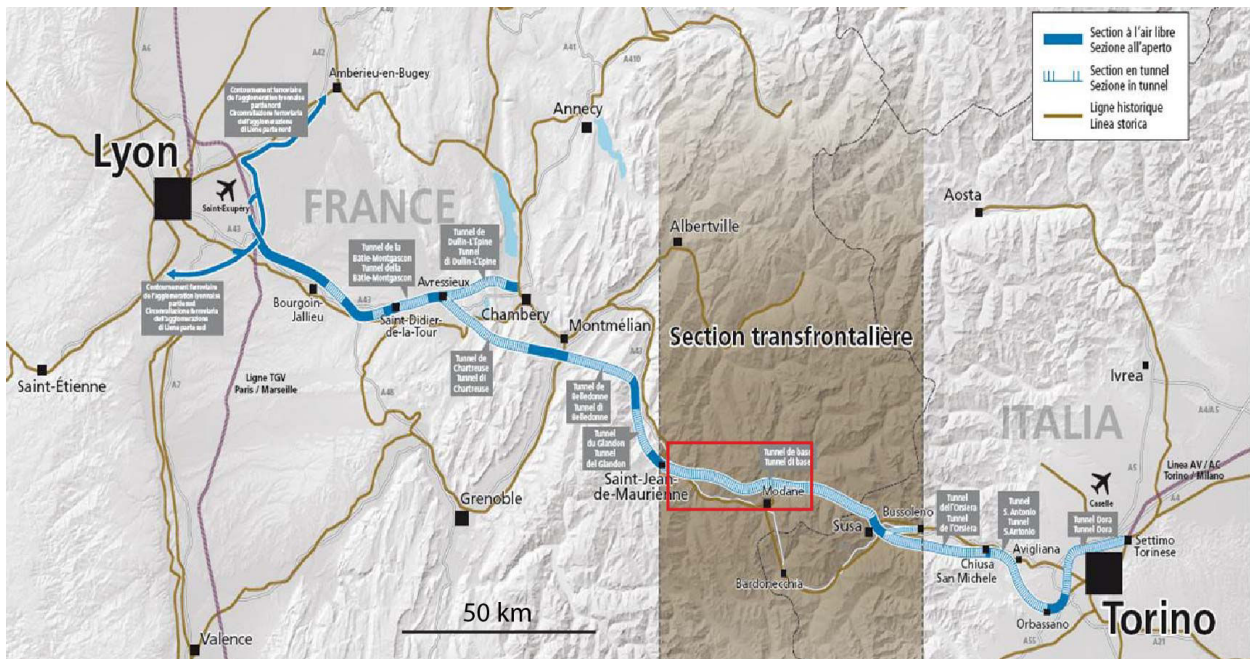
## Chapitre 2

# Présentation de la zone d'étude et des données disponibles

### Sommaire du chapitre

<b>2.1</b>	<b>Contexte géologique . . . . .</b>	<b>31</b>
2.1.1	Contexte général . . . . .	31
2.1.2	Zone Sub-Briançonnaise . . . . .	31
2.1.3	Zone Houillère Briançonnaise . . . . .	36
2.1.4	Zone Vanoise . . . . .	38
<b>2.2</b>	<b>Contexte climatique actuel et passé . . . . .</b>	<b>40</b>
2.2.1	Climat actuel de la moyenne vallée de la Maurienne . . . . .	40
2.2.2	Variations climatiques dans les Alpes du Nord depuis 20 <i>ka</i> . . . . .	42
<b>2.3</b>	<b>Données disponibles . . . . .</b>	<b>44</b>
2.3.1	Rappels sur les mesures en forage . . . . .	44
2.3.2	Données disponibles . . . . .	52
<b>2.4</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>59</b>

Ce projet de recherche utilise les données des travaux de reconnaissance pour la réalisation d'une voie ferroviaire mixte de transport de marchandises et de passagers à grande vitesse entre Lyon et Turin (*cf. fig. 2.1*). Ce projet comporte plusieurs projets de tunnel, coté français, sous le massif de l'Épine (pour le TGV), la Chartreuse (pour le fret) et sous Belledonne (voie mixte marchandise et voyageur) et en Italie, le tunnel de Gravio-Musine (voie mixte marchandise et voyageur). Le tunnel international (voie mixte marchandise et voyageur) est appelé tunnel de base. La société Lyon-Turin-Ferroviaire SA (LTF) et avant elle Alpetunnel GEIE ont été chargées de réaliser les études d'avant projet sur ce tronçon international.



**FIGURE 2.1** – *Tracé du projet Lyon-Turin ferroviaire. Les lignes historiques sont figurées en marron. Le projet de voie mixte (marchandise et voyageur) est figuré en bleu. Ce dernier traverse trois tunnels en zone externe des Alpes (les tunnels de Chartreuse ou de l'Épine, de Belledonne et du Glandon) puis le tunnel de base (Saint-Jean-de-Maurienne à Suze). Enfin, l'itinéraire se terminera en partie italienne par plusieurs tunnels. La zone concernée par ces travaux de recherche correspond au rectangle rouge (doc. LTF modifié).*

Dans ce cadre, un grand nombre de forages de reconnaissance ont été réalisés dans la moyenne vallée de la Maurienne dans le département de la Savoie. Le projet de tracé du tunnel est positionné en rive droite de l'Arc entre l'entrée du tunnel international côté français et les gorges de l'Arc sous les Forts de l'Esseillon. Ce projet de recherche s'intéresse aux circulations souterraine entre la Croix des Têtes et les gorges de l'Arc (*cf. fig. rectangle bleu sur la 2.1*).

Dans la première section de ce chapitre la géologie de la zone d'étude sera présentée. Ensuite, un rappel sera effectué sur le climat actuel et passé de la zone. Enfin, les données disponibles seront présentées de manière synthétique.

## Section 2.1

## Contexte géologique

Cette section a pour but de présenter la géologie de la zone d'étude. Une première partie décrira succinctement la géologie et les grandes unités sur l'ensemble du projet de tunnel. Les unités correspondant à la zone d'étude seront détaillées dans les trois parties suivantes.

### 2.1.1 Contexte général

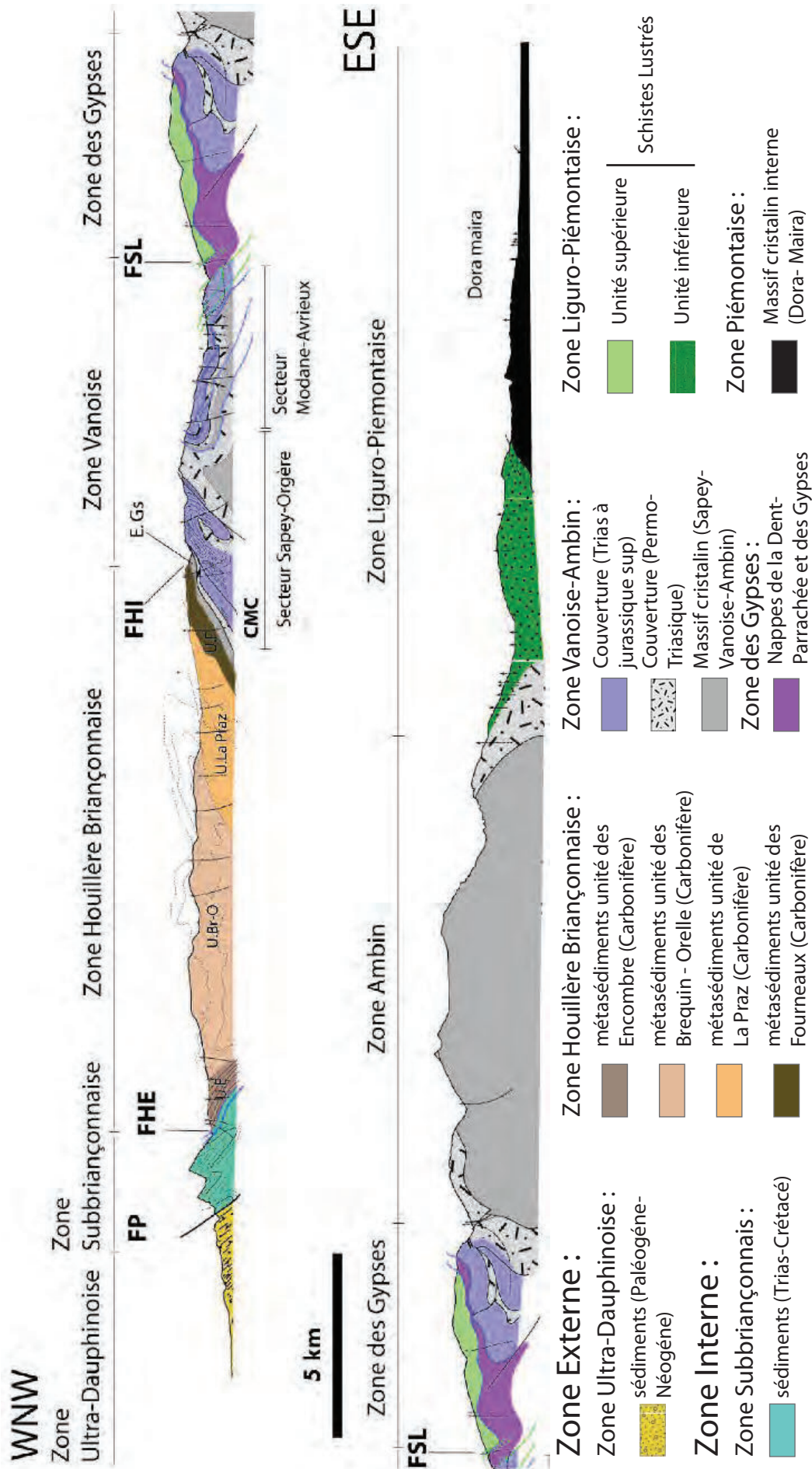
Au voisinage du projet de tunnel, la géologie est caractérisée par de grandes unités orientées nord-sud qui généralement se chevauchent d'est en ouest (*cf. fig. 2.2*). On retrouve à l'ouest la zone Ultra-Dauphinoise qui est séparée des zones internes par le Front Pennique (FP). Cette zone est principalement formée des Flyschs des Aiguille d'Arves (Paléogène et Néogène) qui sont composés de grès et de schistes noirs. Cette zone est chevauchée par l'intermédiaire du FP par la zone Sub-Briançonnaise qui est composée de sédiments d'âge triasique à crétacé. La limite orientale de cette zone est soulignée par des évaporites qui marquent le chevauchement externe du Houiller Briançonnais (Front Houiller Externe : FHE). À l'est, les métasédiments du Houiller Briançonnais sont délimités par les gneiss du Sapey et le Front Houiller Interne (FHI) qui sont rétro-déversés sur la zone Vanoise. Cette zone comporte de multiples plis et écaillés affectant le socle cristallin et son tégument qui forment la série siliceuse de Vanoise. Elle est surmontée par une série évaporito-carbonatée. On retrouve les mêmes séries dans le Massif d'Ambin. Sur les bords du massif, cette série est surmontée par la nappe Liguro-Piémontaise constituée principalement dans sa partie occidentale de calcschistes. Enfin, l'extrémité orientale du tracé du projet est constituée par le massif cristallin interne de Dora-Maira.

Notre zone d'étude s'étend essentiellement sur trois des unités décrites ci-dessus : le Sub-Briançonnais, le Houiller Briançonnais et la zone Vanoise. Elles font l'objet d'une description détaillée ci-dessous.

### 2.1.2 Zone Sub-Briançonnaise

La zone Sub-Briançonnaise est délimitée à l'ouest par le Front Pennique (FP) et à l'est par le Front Houiller Externe (FHE). Au niveau du terrain d'étude cette zone est mise en évidence dans le paysage par le relief que constituent le Grand Perron des Encombres et la Croix des Têtes. Il est constitué des formations sédimentaires mésozoïques suivantes [Barbier *et al.*, 1977; Gabalda, 2008] :

- le Trias évaporitique : tG : composé d'anhydrite et de gypse qui se retrouve principalement sur les bordures du domaine et au cœur des principaux plis ;
- le trias dolomitique : tD : d'une puissance d'environ 50 m, cette formation est composée de bancs pluri-décimétriques de dolomie en alternance avec des argilites ;
- le Lias calcaire : lC : il s'agit de calcaires lités d'épaisseur variant entre 45 et 100 m ;
- le Lias schisteux : lS : est composé de calcschistes sur une épaisseur variant de 15 à 50 m selon les points ;



**FIGURE 2.2** – Coupe géologique simplifiée prévisionnelle le long du tracé du projet de tunnel. **FP** : Front Pennique, **FHE** : Front Houiller Externe, **FHI** : Front Houiller Interne, **CMC** : Cicatrice Modane-Chavière (Ellenberger 1958), **E. Gs** : Écaille des Gneiss du Sapey, **FSL** : Front des Schistes Lustrés [Gabalda. 2008, modifié]. La zone d'étude s'étend du front pennique au front des Schistes Lustrés.



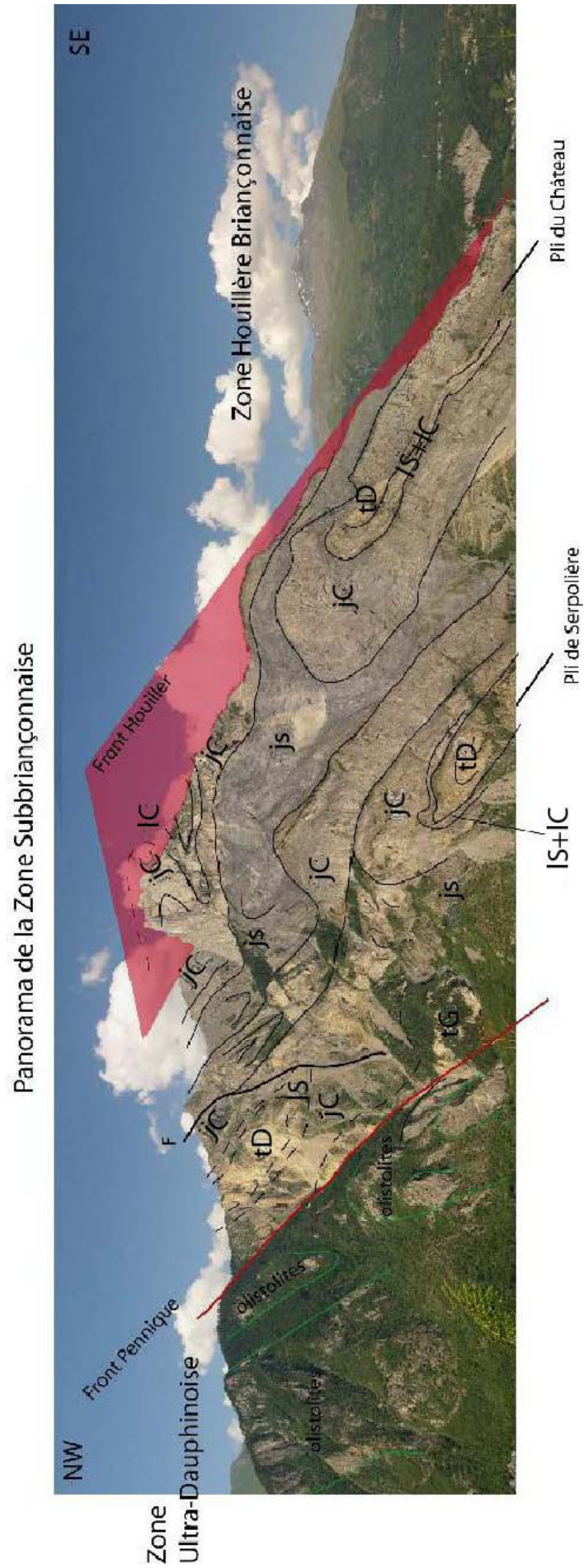


FIGURE 2.3 – Panorama du Massif de la Croix des Têtes dans la Zone Sub-Briançonnaise [d'après Gabalda, 2008].



- le Jurassique calcaire : jC : d'une puissance de 100 à 150 m est composé de calcaires massifs à gros bancs ;
- le Jurassique supérieur : js : est composé d'une alternance de calcaires marneux et calcschistes sur une épaisseur de 150 à 200 m.

Les falaises du Massif de la Croix des Têtes permettent d'observer les nombreux plissements de la zone Sub-Briançonnaise (*cf. fig. 2.3*). On observe à l'ouest le pli de la Serpolière et à l'est le pli du Château. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la structure du Sub-Briançonnais. Le pli du Château a d'abord été interprété comme un anticlinal [Barbier *et al.*, 1977], Ceriani et Schmid [2004] ont montré qu'il s'agit en fait d'une synforme dont l'axe a un plongement plus important que la pente de la topographie et qui semble donc se refermer vers le haut.

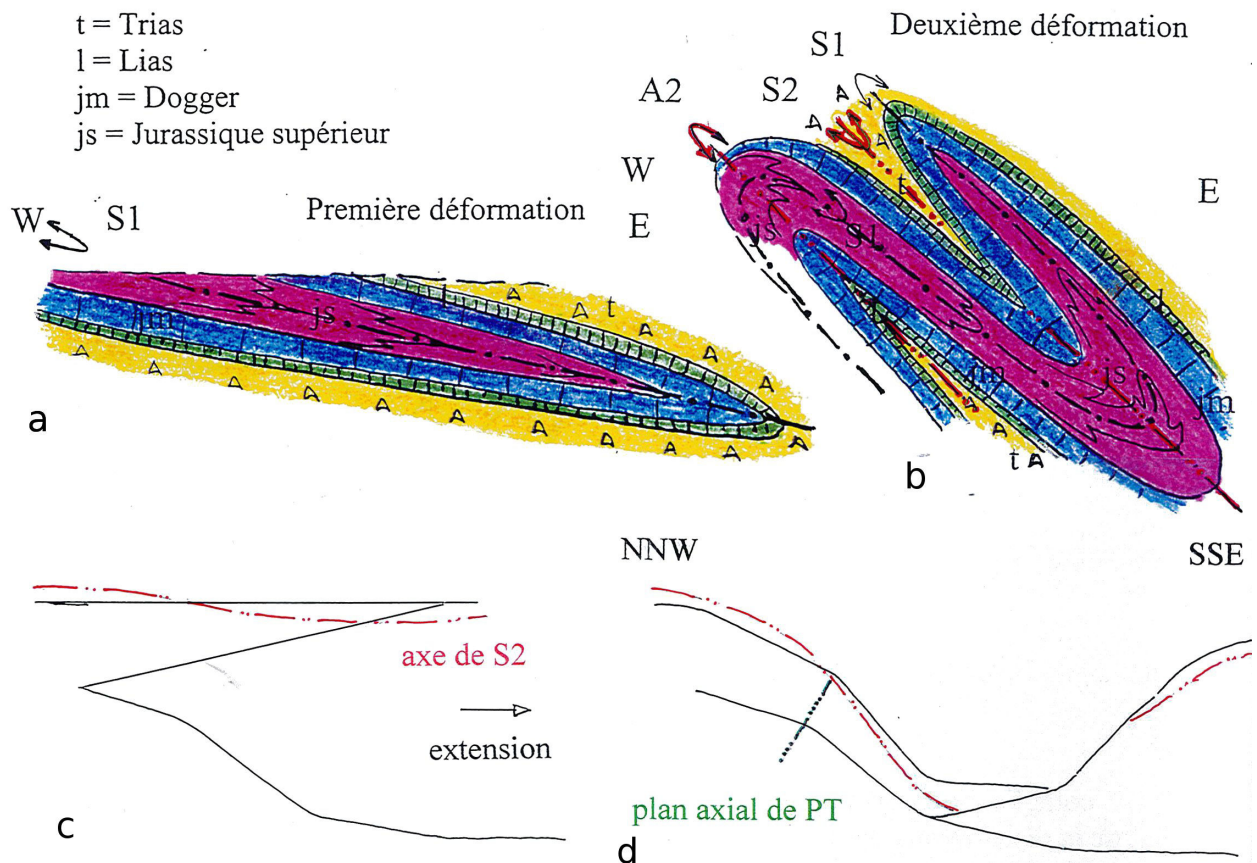
Ceriani et Schmid [2004] proposent une formation polyphasée. La première phase créant un pli couché isoclinal de vergence ouest puis ce pli est replissé dans une deuxième phase de plissements isoclinaux. Le pli de la Serpolière est alors interprété comme une antiforme et le pli du Château comme une synforme. Les auteurs n'apportent pas d'explication sur le plongement de l'axe du pli du Château au niveau de la Croix des Têtes.

Ménard [2005b] propose une structure identique à celle de Ceriani et Schmid [2004] mais en ajoute une phase extensive qui conduit à l'ouverture de la vallée de l'Arc et crée un pli d'axe parallèle à la vallée. Cette dernière phase permet d'expliquer le basculement de l'axe du pli du Château au niveau de la Croix des Têtes (*cf. fig. 2.4*).

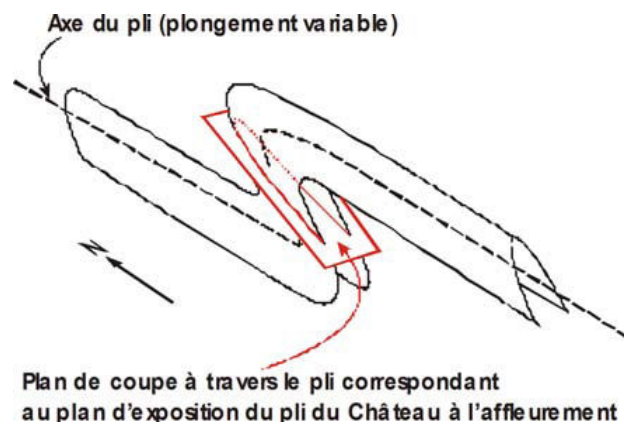
Gabalda [2008] en accord avec les travaux du BRGM propose une structure résultant d'une seule phase précoce de déformation. Elle interprète la structure comme une succession de quatre plis d'ouest en est :

- l'anticlinal de la Serpolière ;
- le synclinal du Rieu Sec ;
- l'anticlinal du Château d'orientation générale sub-méridienne dont l'axe au niveau de la Croix des Têtes localement orienté sud-est, un pli tardif déversé vers le nord expliquant le renversement de l'anticlinal qui se retrouve ainsi en situation apparente de synforme (*cf. fig. 2.5*) ;
- le synclinal de la Valloirette.

À l'est de cette zone de plis, une bande de gypse et d'anhydride souligne le FHE. Cette bande peut contenir des blocs d'autres formations Sub-Briançonnaise emballées dans les évaporites. Au niveau de la descente de Saint Martin la Porte l'épaisseur de cette couche évaporitique est d'environ 120 m [Dzikowski *et al.*, 2009b].



**FIGURE 2.4** – Représentation schématique de l'interprétation de Ceriani et Schmid [2004] (a et b) et complément proposés par Ménard [2005b] (c et d). a : création d'un pli couché S1 à cœur de js ; b : deuxième phase de plissement aboutissant à la formation de l'antiforme de la Serpolière A2 et à la synforme de du Château S2 ; c : situation sur une coupe perpendiculaire à la vallée de l'Arc avant la phase d'extension ; d : coupe perpendiculaire à la vallée de l'Arc après la phase d'extension aboutissant au basculement de l'axe S2 via l'antiforme de plan axial PT [d'après Ménard. 2005b].



**FIGURE 2.5** – Représentation schématique de l'interprétation proposée par Gabalda [2008] et le BRGM pour expliquer la forme locale de synforme au niveau de la Croix des Têtes de l'antiforme du Château.

### 2.1.3 Zone Houillère Briançonnaise

La zone Houillère Briançonnaise (ZHB) est située entre le Front Houiller Externe (FHE) et le Front Houiller Interne (FHI). Elle est subdivisée en quatre unités (*cf. fig. 2.1*), d'ouest en est, on retrouve [Siméon et Gros. 2007; Gabalda. 2008] :

- l'unité des Encombres a subi un métamorphisme de plus bas degré que le reste de la ZHB [Bertrand *et al.*. 1998], elle est principalement composée de schistes peu métamorphiques (parfois qualifiés de pélite) et grès ;
- l'unité du Brequin-Orelle est constituée de bancs de grès massif d'une puissance de quelques mètres à 30 m alternant avec des schistes gréseux et des schistes noirs ;
- l'unité de la Praz est composée de grès arkosiques décamétriques à pluridécamétriques en alternance avec des bancs métriques de schiste noirs ;
- l'unité des Fourneaux est composée d'une alternance de grès et de schistes noirs.

En ce qui nous concerne, la distinction de ces quatre unités n'est pas nécessaire, la principale différence d'un point de vue hydrogéologique se fait entre le Houiller peu métamorphique représenté par l'unité des Encombres où les pélites dominent et le reste du Houiller où les grès sont plus présents et les schistes plus métamorphisés. Dans la suite de ce document nous ferons donc uniquement une distinction entre Houiller peu métamorphique ou Houiller externe et le Houiller métamorphique.

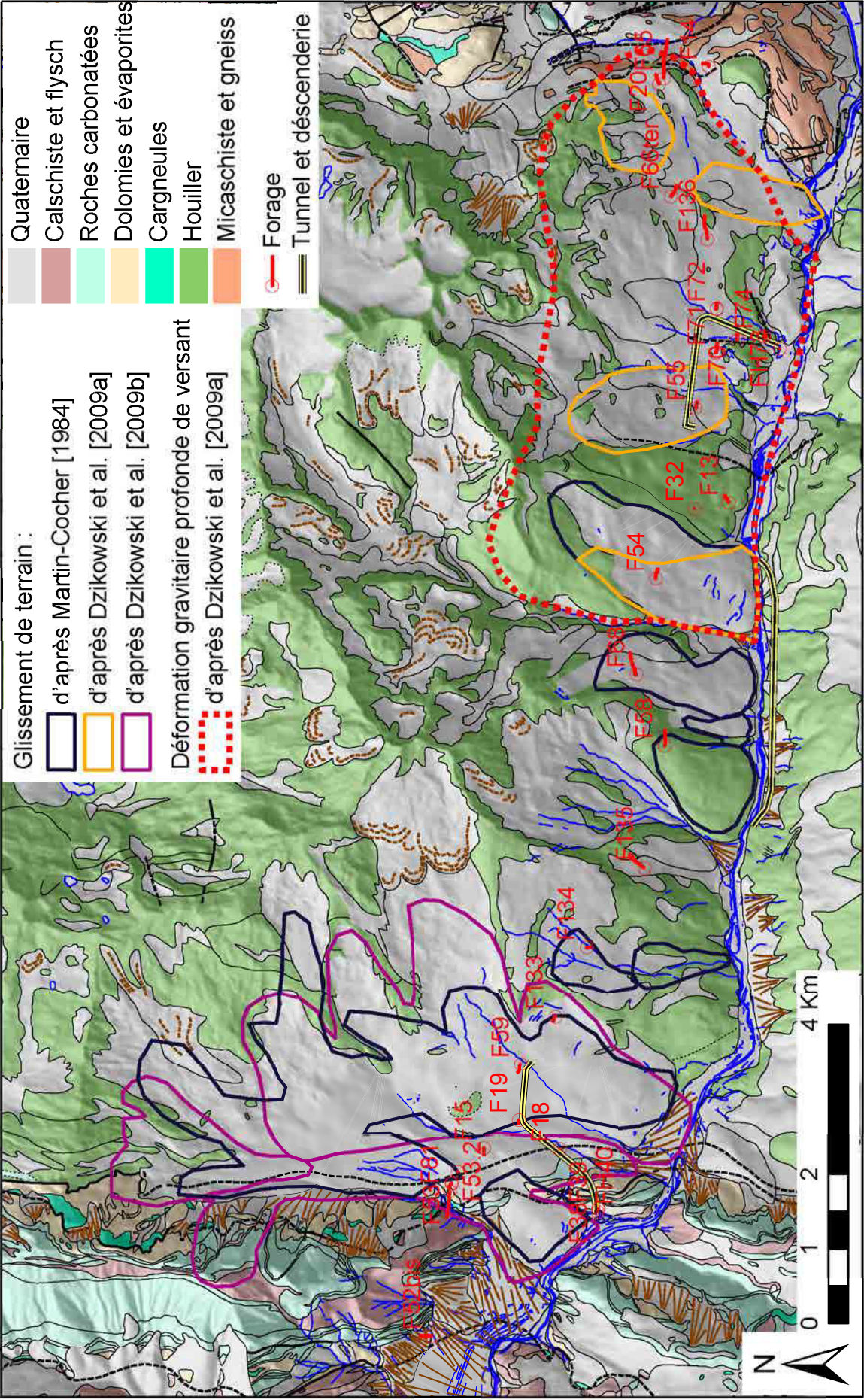
Dans la ZHB, la schistosité est principalement peu pentée vers l'ouest. Le Houiller peu métamorphique fait exception avec une schistosité orientée N40° à N50° et à fort pendage Est [Bertrand *et al.*. 1998].

À la bordure orientale de la ZHB, on trouve les Gneiss du Sapey. Plusieurs hypothèses existent sur leurs origines. Les Gneiss du Sapey semblent en position stratigraphique entre le Houiller et les sédiments permien. Pour expliquer ceci, une origine liée à du volcanisme fini-carbonifère à éo-permien a été évoquée, une autre hypothèse est un charriage ou un effondrement (olistolite) d'un bloc de socle dans le bassin permien, la dernière hypothèse correspond à un écaillage du socle durant l'orogénèse alpine. Pour plus de détails sur ces différentes hypothèses le lecteur peut se reporter à l'article de Bertrand *et al.* [1998].

Au niveau de la ZHB, la rive droite de la vallée de l'Arc est affectée par de grands glissements de terrain sur des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. La carte 2.6 montre la limite en surface des glissements pour les différents auteurs. Au niveau des descenderies de Saint-Martin la Porte et de La Praz, Dzikowski *et al.* [2009a,b] évoquent la présence de déformations gravitaires profondes de versant (DGPV) qui affectent la totalité du versant. Ces DGPV semblent correspondre à ce que Bordet [1957] appelle glissement de masse (*cf. section 1.1*). Au niveau de la descenderie de Saint-Martin la Porte, la DGPV n'a pas été cartographiée, car elle est recouverte par des glissements plus superficiels. Toutefois, les forages et la descenderie attestent de sa présence.

Siméon et Gros [2007] évoquent l'érosion et le retrait glaciaire pour expliquer ces mouvements de terrain. Antoine *et al.* [1993] quant à eux évoquent le basculement du versant sud de la vallée qui entraîne une conformité entre le versant et les couches pour expliquer les glissements en rive droite de l'Arc. Ce basculement serait lié à un mécanisme d'effondrement qui serait à l'origine de l'ouverture de la vallée [Antoine *et al.*. 1993; Ménard *et al.*. 2014]. Cette hypothèse permet aussi d'expliquer le fait que la rive gauche de l'Arc, bien qu'ayant une pente plus forte, n'est pas affectée par ces glissements [Antoine *et al.*. 1993].





**FIGURE 2.6** – Carte hydrogéologique de la zone Houillère [d'après Barthelemy et Ricci. 2007, modifié]. L'extension des zones glissées est matérialisée selon les travaux de Martin-Cocher [1984] et Dzikowski et al. [2009a,b].

### 2.1.4 Zone Vanoise

La zone Vanoise est composée à sa base par une association complexe de micaschistes, gneiss et de roches magmatiques qui est généralement appelée socle de Vanoise [Gabalda. 2008]. On retrouve en discordance sur ce socle des conglomérats quartzitiques du Permo-Trias (r-tCg). Par endroits ces conglomérats peuvent être absents, les quartzites phylliteux du Permo-Trias (r-t) reposent alors directement sur le socle au lieu de reposer sur les conglomérats. Sur ces formations permo-triasiques repose un faciès de quartzite homogène attribué au Trias inférieur (tQ). Toutefois, son âge n'a pas été prouvé [Gabalda. 2008].

Cette série siliceuse est surmontée par une série évaporito-carbonatée formée de calcaire dolomitique du Trias moyen (tCd) qui évolue vers des dolomies (tD). Des formations évaporitiques (gypse et anhydride ; tG) surmontent ces carbonates (*cf. fig. 2.7*).

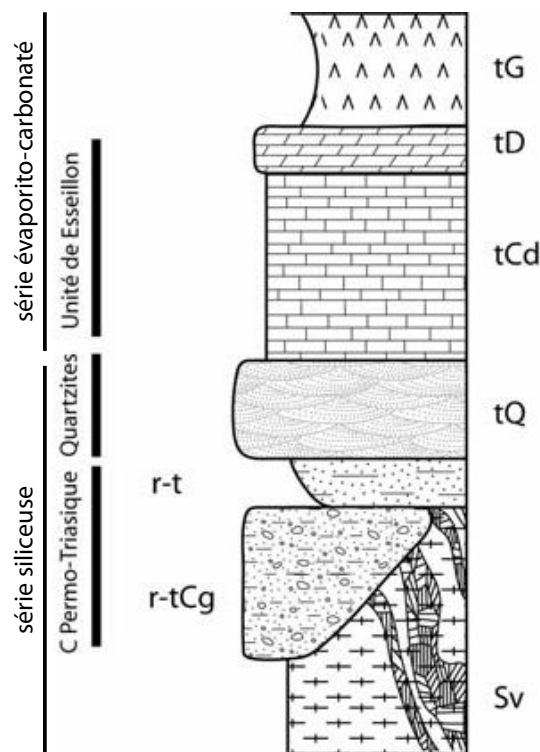


FIGURE 2.7 – Log synthétique de la série de Vanoise [Gabalda. 2008, modifié]

La structure de la zone Vanoise est complexe, elle est formée de multiples plis et écaillés. La zone est séparée en deux secteurs, à l'ouest le secteur Sapey-Orgère entre les gneiss du Sapey et l'anticlinal du Râteau et à l'est le secteur Modane-Avrieux entre l'anticlinal du Râteau et la nappe des gypses (*cf. fig. 2.8*).

Le secteur Sapey-Orgère est composé d'un synclinorium complexe à cœur principalement de quartzite déversé vers l'est. Le cœur de ce synclinorium complexe est constitué d'une succession synforme-antiforme-synforme écaillée. Plus à l'est, l'antiforme du Râteau délimite les deux secteurs.

Le secteur Modane-Avrieux est renversé dans sa partie occidentale (flanc est de l'antiforme du Râteau). Plus à l'est, plusieurs écaillés chevauchant vers l'ouest et à faible pendage est redoublent plusieurs fois la série siliceuse (*cf. fig. 2.8*).



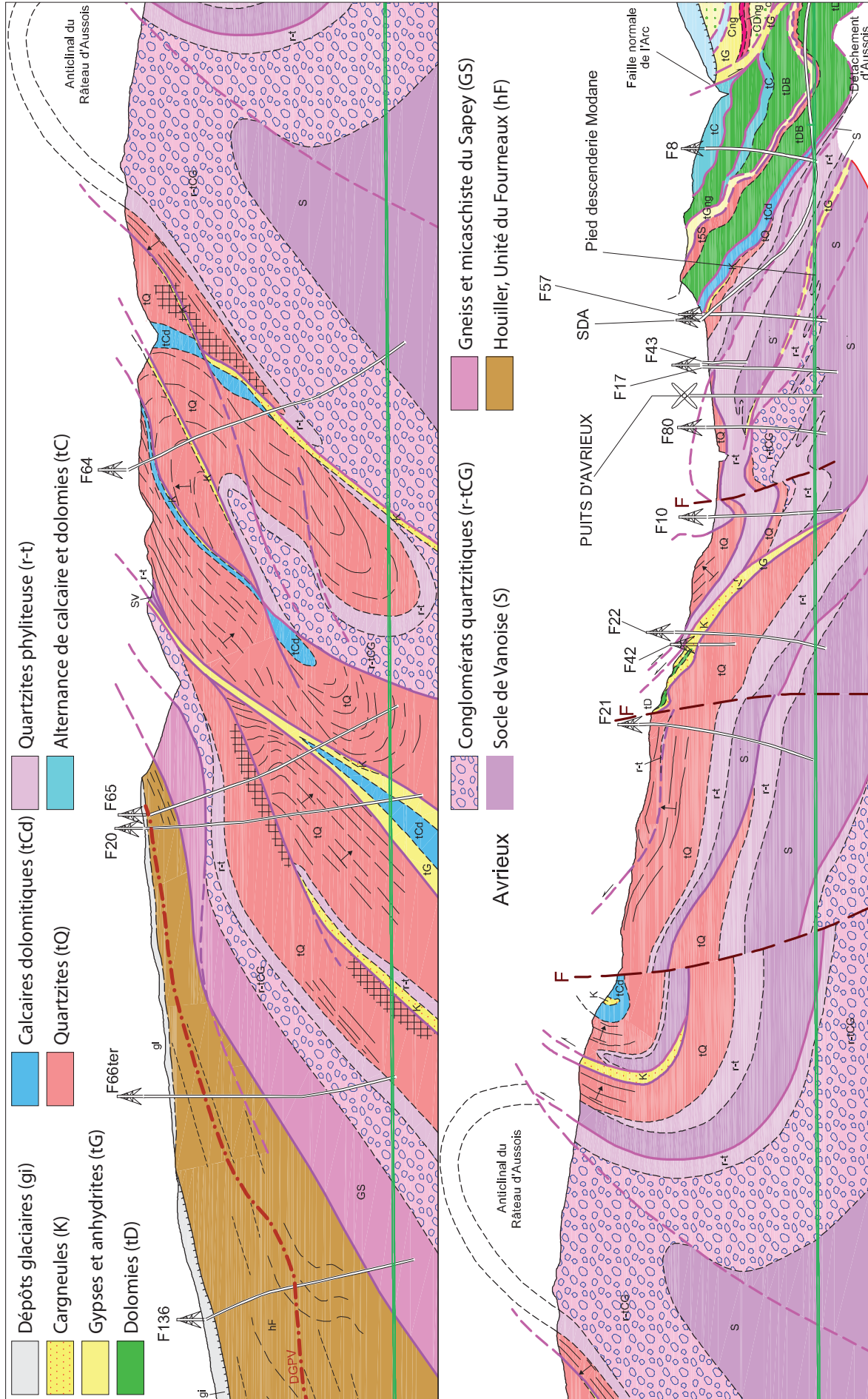


FIGURE 2.8 – Coupe géologique de la zone Vanoise, secteur Sapey-Orgère en haut, secteur Modane-Avrieux en bas [d'après Baudin et al., 2014, modifié].

## Section 2.2

## Contexte climatique actuel et passé

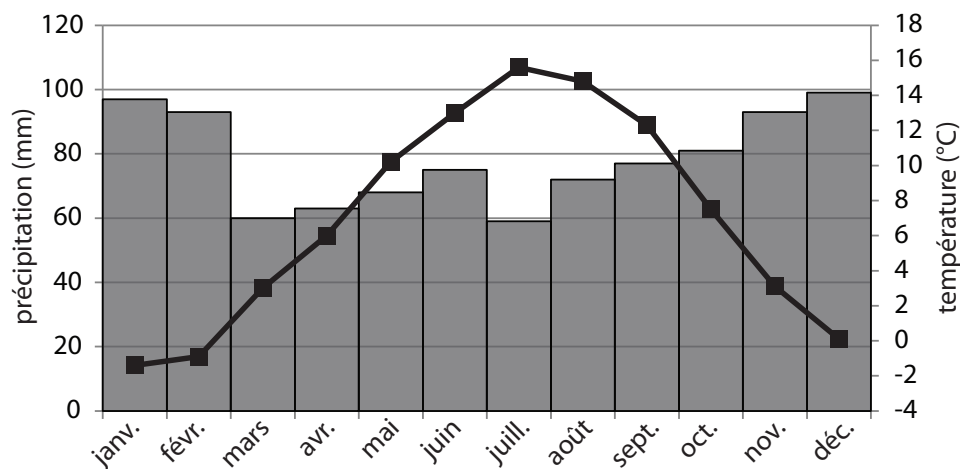
Cette section présente de manière succincte le climat actuel et passé de la zone d'étude. Ceci permet une remise en contexte des études hydrogéologique et thermique développées dans la partie II. Dans un premier temps, le climat actuel de la moyenne Maurienne est décrit succinctement. Les grandes variations climatiques alpines durant les 20 derniers milliers d'années sont décrites ensuite.

### 2.2.1 Climat actuel de la moyenne vallée de la Maurienne

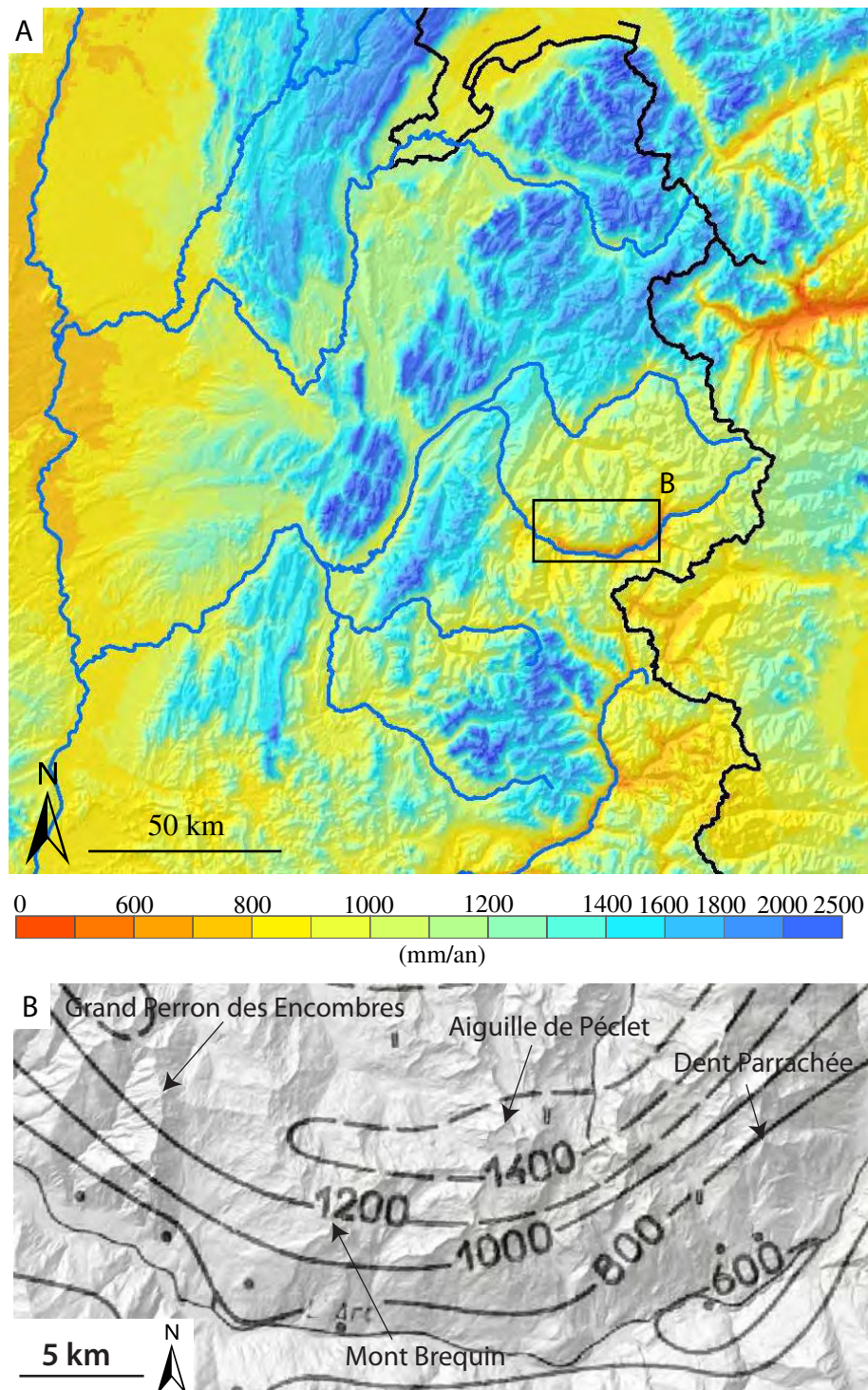
Si les Alpes du Nord sont caractérisées par des précipitations abondantes, la vallée de la Maurienne et dans une moindre mesure la vallée de la Tarentaise font exception [Gottardi. 2009]. Lors des flux atmosphériques atlantiques qui sont les principales sources de précipitations dans les Alpes du Nord, la vallée de la Maurienne est « protégée » par les reliefs des Préalpes et de Belledonne. Les flux atmosphériques d'est ne provoquent des précipitations que dans les zones frontalières. La zone d'étude est donc particulièrement peu arrosée pour les Alpes du Nord avec un minimum de précipitations annuelles inférieur à 600 mm aux alentours d'Avrieux. En rive droite de l'Arc, il est probable que les précipitations avoisinent 1400 mm sur les sommets les plus élevés (*cf. fig. 2.10*).

Les précipitations sont bien réparties sur l'année, on observe un maximum pendant l'hiver et un minimum en été (*cf. fig. 2.9*). En altitude, les précipitations se font donc principalement sous forme de neige ce qui entraîne un stockage durant l'hiver. Les flux atmosphériques d'est ne provoquent pas de précipitations abondantes en moyenne Maurienne, mais un vent chaud qui peut entraîner d'importantes fontes de neige [Martin-Cocher. 1984].

A la station météorologique du Thyl (Saint Michel de Maurienne, 1360 m NGF) la température moyenne annuelle est de 6°C [Martin-Cocher. 1984]. Les températures connaissent un maximum durant le mois de juillet et un minimum en janvier (*cf. fig. 2.9*).



**FIGURE 2.9** – Températures (moyenne 1936-1972) et précipitations (moyenne 1936-1965) mensuelles à la station météorologique du Thyl (Saint Michel de Maurienne, 1360 m NGF) [d'après Martin-Cocher. 1984].



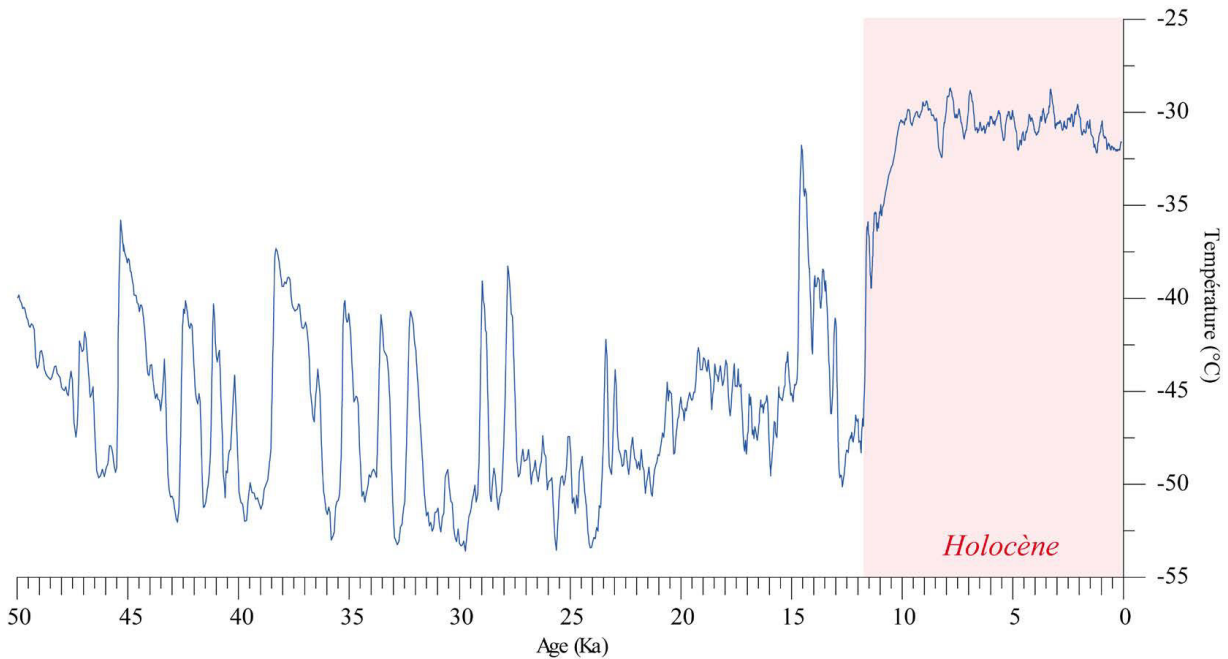
**FIGURE 2.10** – A : précipitations moyennes annuelles dans les Alpes du Nord sur la période 1957-1973 [d'après Gottardi. 2009]; B isohyètes sur la zone d'étude (moyenne sur la période 1963-1967 [d'après Vacher. 1971])



### 2.2.2 Variations climatiques dans les Alpes du Nord depuis 20 ka

Les variations climatiques influencent les températures du sous-sol (*cf. section 1.2*). Il a aussi été montré sur plusieurs sites des Alpes du Nord que des circulations se sont activées suite à la déglaciation [Maréchal. 1998; Maréchal *et al.*. 1999; Kohl *et al.*. 2001; Gallino *et al.*. 2009; Thiebaud *et al.*. 2010, pour plus de détails voir la section 1.2]. Ces paragraphes ont donc pour but de rappeler les variations climatiques depuis le dernier maximum glaciaire qui a eu lieu il y a environ 20 ka. Ce texte s'appuie principalement sur la synthèse proposée par Le Roy [2012]. Dans la suite du document, nous utiliserons le terme BP (before present) pour signifier qu'il s'agit d'un âge indifféremment de la méthode qui a permis de l'obtenir.

Le Quaternaire est caractérisé par des cycles période glaciaire–période interglaciaire. La dernière période glaciaire s'étend entre 115 ka BP et 11,7 ka BP. Les variations climatiques de cette période sont importantes par rapport aux variations de l'interglaciaire actuel (*cf. fig. 2.11*). Durant cette période glaciaire, des périodes plus chaudes ont été reconstituées. Le réchauffement peut atteindre 15°C et se produire extrêmement rapidement. La période Bölling–Alleröd (14,7 à 12,9 ka BP) correspond au dernier événement de réchauffement de la période glaciaire et au seul qui s'est produit depuis le dernier maximum glaciaire. Il est suivi d'une période froide, le Dryas récent (12,9 à 11,7 ka BP) qui précède le début de l'interglaciaire actuel (l'Holocène).



**FIGURE 2.11** – Températures reconstituées sur le site du forage GISP2 (Groenland) depuis 50 ka BP. La dernière période glaciaire possède une grande variabilité en comparaison de l'Holocène [d'après Le Roy. 2012].

Le début de l'Holocène est marqué par une augmentation rapide des températures. Le début de l'Holocène est caractérisé par une saisonnalité marquée et des précipitations abondantes jusqu'à 9,3 ka BP. Des retours à des conditions froides sur des périodes pouvant durer quelques centaines d'années ont été mises en évidence notamment dans les calottes glaciaires groenlandaises et dans des sédiments de lacs alpins. Ces événements qui semblent liés à une perturbation des circulations océaniques ont perduré jusqu'à 7,5 ka BP.

Par la suite le climat est caractérisé par de longues périodes chaudes et sèches qui sont

généralement appelées optimum climatique. À partir de 4 *ka BP* les périodes fraîches et humides dominant. La dernière est appelée « petit âge de glace » (PAG), sa définition temporelle varie entre 1150 et 1860 ou 1550 et 1860 selon les auteurs et leur définition du PAG.

Depuis l'ère industrielle le rejet de gaz à effet de serre influence le climat. Depuis les années 1970 la température dans les Alpes augmente de 1,3°C par 25 ans [Auer *et al.*, 2007]. Les précipitations semblent augmenter dans le Nord-Ouest des Alpes et diminuer dans le Sud-Est [Auer *et al.*, 2007].

Au niveau de la zone d'étude, la chronologie du retrait glaciaire n'est pas bien contrainte. Nicoud *et al.* [2009] ont daté la moraine frontale du glacier de l'Arc au Villaron à Bessans en amont de la zone d'étude à  $10379 \pm 424$  *BP* non calibré ce qui correspond au Dryas récent (12,9 à 11,7 *ka BP*). Des blocs erratiques et des polis glaciaires à Aussois dans la partie amont de la zone d'étude et à Montsahey en aval de la zone d'étude ont été datés [Prud'homme, 2013]. Les résultats diffèrent entre les blocs et les polis pour un même site. Ils indiquent un retrait glaciaire qui s'est effectué entre 13,7 et 11,7 *ka BP* à Aussois et entre 14,2 et 13,2 *ka BP* à Montsahey. Cette chronologie du retrait du glacier de l'Arc de la zone d'étude montre que les glaciers n'étaient plus présents au Dryas récent mais que le retrait s'est probablement fait durant la période chaude du Bölling-Alleröd (14,7 à 12,9 *ka BP*).

## Section 2.3

## Données disponibles

Cette section a pour but de présenter les données disponibles. Les principales données utilisées pour ce travail sont des mesures en forage. Un rappel des principes des diagraphies différées, des essais d'eau entre obturateurs et de la sismique de puits sera effectué avant de présenter de manière synthétique les données disponibles.

### 2.3.1 Rappels sur les mesures en forage

Les données que nous avons utilisées dans ce travail sont issues de mesure en forage. Ce sont des diagraphies différées, des essais d'eau en forage ou des données de sismique de puits.

Les diagraphies différées sont des mesures effectuées, en continu, par une sonde descendue dans un forage. Les diagraphies différées peuvent apporter des données sur le forage lui même, la géologie ou l'hydrogéologie.

Dans un premier temps, les différents types de diagraphies qui ont été réalisées dans le cadre du projet Lyon-Turin sont présentés dans le but de donner des informations sur les formations géologiques. Ensuite un rappel sur les diagraphies de fluide est effectué. Les diagraphies de trajectoire et de diamètre du forage sont exposées dans une troisième partie sous le nom de diagraphies techniques. Par la suite, un rapide rappel sur les essais d'eau entre obturateurs est effectué avant de présenter succinctement la sismique de puits.

#### Diagraphies de formation

**Gamma-Ray naturel :** Les diagraphies de Gamma-Ray naturel (GR) permettent de mesurer la radioactivité naturelle des roches. Cette radioactivité est principalement due au minéraux phylliteux (argile et micas). Les mesures de GR permettent donc de distinguer les roches principalement en fonction de leur teneur en phyllites (*cf. fig. 2.12*).

La radioactivité naturelle est principalement due à trois éléments le potassium, l'uranium et ses dérivés et le thorium et ses dérivés. Le potassium est principalement présent dans les feldspaths potassiques et dans les phyllosilicates de la famille des micas. Le thorium étant non soluble il se retrouve en quantité dans les roches résultant de l'altération et plus particulièrement dans les argiles. L'uranium, qui peut être très soluble, est souvent associé à la matière organique et aux minéraux lourds [Rabaute. 1998]. D'une manière générale, ces éléments se fixent plus facilement sur les sédiments fins [Chapellier. 1987], c'est pourquoi les argiles ont une radioactivité relativement forte. On peut noter également que les roches potassiques sont plus radioactives que les autres.

La mesure de GR se fait par l'intermédiaire d'un cristal scintillant qui émet un photon lorsqu'il est atteint par un rayonnement gamma. Ce photon est transformé en signal électrique. L'appareil compte le nombre de photons gamma reçus sur le cristal durant un temps appelé constante de temps. La constante de temps est choisie de manière à limiter les incertitudes liées à la variabilité temporelle des émissions gamma (*cf. fig. 2.13*).

La zone investiguée par la mesure dépend de la densité de la roche, du fluide de forage (air, eau ou boue) et de la présence ou non d'un tubage. De plus, le capteur mesure la radioactivité moyenne durant la constante de temps. Les profils GR dépendent donc de

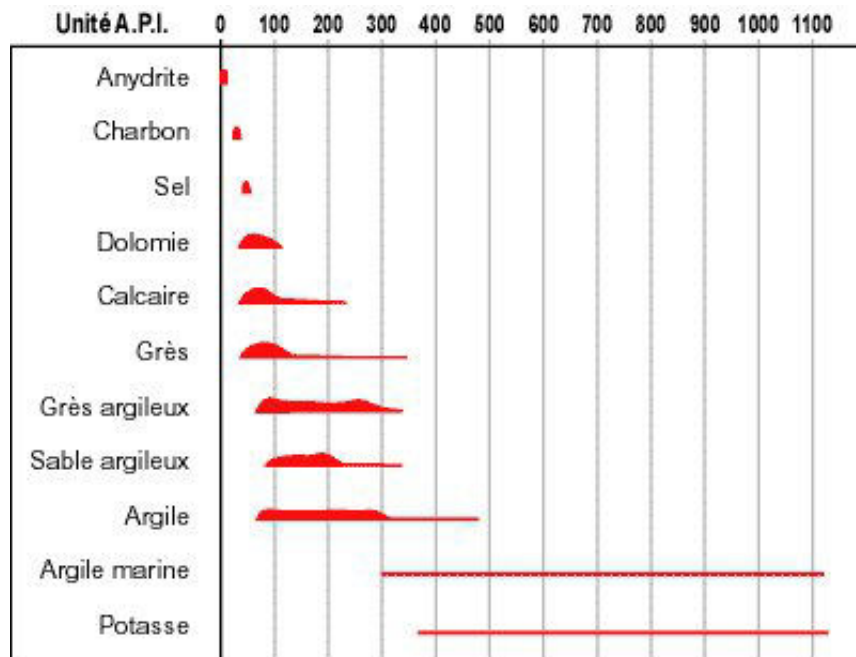


FIGURE 2.12 – Radioactivité des principales roches sédimentaires en API [Chapellier. 1987].

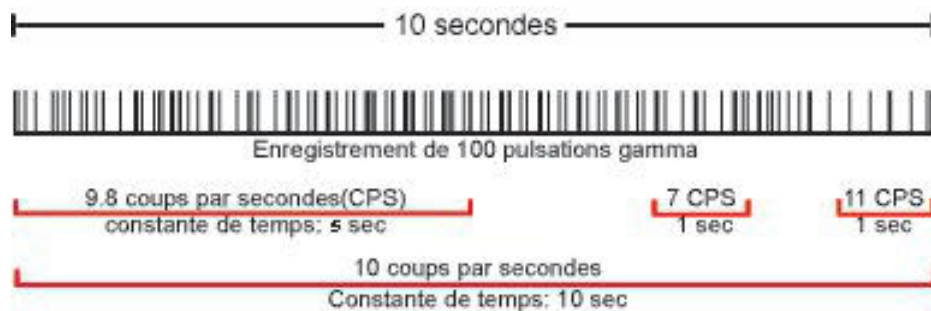


FIGURE 2.13 – Effet de la constante de temps sur la mesure d'un signal GR moyen de 10 cps : selon la constante de temps et le moment de la mesure elle peut varier entre 7 et 11 cps [Chapellier. 1987].

la vitesse de déplacement du capteur : plus la vitesse est faible plus les transitions seront marquées.

Les mesures de GR sont données soit en coups par seconde (cps) soit en API (American Petroleum Institute) qui nécessitent un étalonnage de la sonde. L'absence de calibration pour les données en cps ne permet généralement pas la comparaison entre les profils. Les données en API le permettent, mais elles doivent être corrigées des effets liés aux conditions de mesure [Lehmann. 2010]. En effet, la position de l'outil (centré ou non), le diamètre du forage, le fluide qu'il contient et la présence d'un tubage influent sur les résultats.

**Sonique :** Les diagraphies soniques ont pour but de mesurer la vitesse des ondes de compression ( $V_p$ ) et de cisaillement ( $V_s$ ). Cette mesure renseigne sur l'état d'ouverture du massif rocheux et permet ainsi de renseigner sur la présence de fracture.

Cette mesure s'effectue grâce à une sonde qui est généralement composée d'un émetteur sonique et de deux récepteurs (*cf. fig. 2.14*). L'onde sonique émise se propage dans le fluide de forage, lorsqu'elle atteint la roche une partie est réfléchiée et l'autre se propage dans la roche. L'onde réfractée est la première à atteindre les récepteurs. La différence de temps de première arrivée entre les deux récepteurs permet de calculer  $V_p$ .

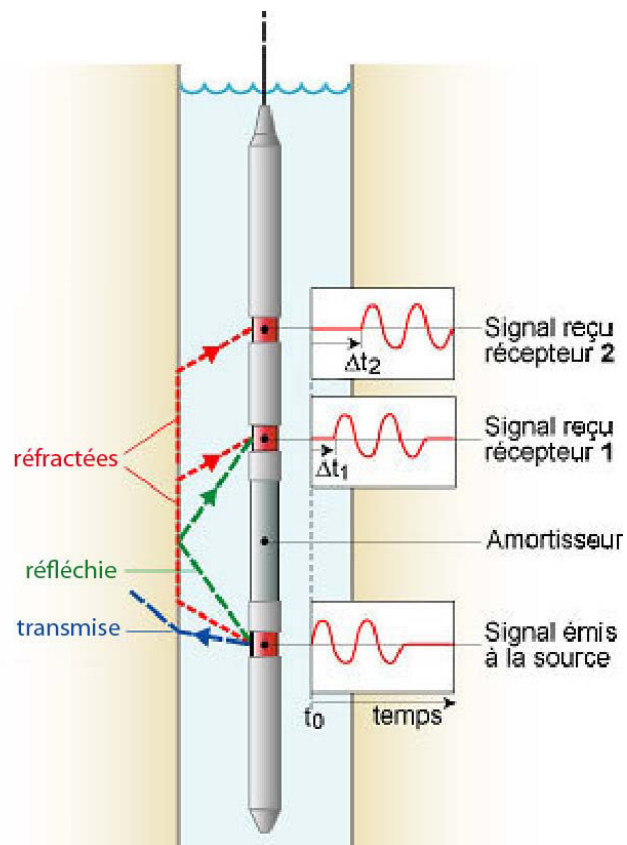
Les ondes de cisaillement qui sont plus lentes mais qui ont une amplitude plus importante peuvent être repérées et leur vitesse calculée de la même manière que pour les ondes P. Toutefois, dans les formations à vitesse lente ces ondes peuvent s'atténuer totalement avant d'arriver au récepteur et ainsi empêcher le calcul de  $V_s$ .

Dans les deux cas, on suppose que les temps de parcours entre l'interface roche-fluide de forage et le récepteur 1 et 2 sont les mêmes. Ceci suppose que l'outil est centré et que le diamètre du forage est constant (absence de cave). La résolution verticale de la mesure est égale à l'écartement des récepteurs (généralement 30 cm). Le rayon d'investigation est proportionnel au rapport entre vitesse des ondes dans la roche et fréquence des ondes, il est généralement compris entre une dizaine de centimètres et un mètre [Chapellier. 1987].

**Imagerie de paroi :** Elle permet d'obtenir une image orientée des parois du forage. Cette image peut être de différente nature selon la méthode utilisée. Le BHTV (borehole televiewer) a généralement été utilisé durant les campagnes de diagraphie pour le projet Lyon-Turin. Toutefois lorsque le forage était sec, les conditions ne permettant pas l'emploi du BHTV, l'OBI (optical borehole imaging) a parfois été utilisée. C'est pourquoi seules ces deux méthodes seront décrites ici.

Ces outils donnent une image optique (OBI) ou acoustique (BHTV) orientée de la paroi du forage. Cette orientation est réalisée avec un clinomètre et un compas qui enregistrent en continu la pente et la direction du nord magnétique. Ceci permet d'orienter les images et aussi de reconstituer la trajectoire du forage.

Dans le cas de l'OBI, une source lumineuse permet à un capteur CCD de prendre une image qui a une résolution horizontale de 0,5 à 2 pixels par degré et une résolution verticale de 0,5 à 2 mm [Williams et Johnson. 2004]. En ce qui concerne le BHTV, un émetteur rotatif produit une onde acoustique et un récepteur enregistre le temps que met l'onde réfléchiée à revenir et son amplitude. On obtient ainsi deux images, une en temps qui traduit les variations de diamètre du forage et une en amplitude. Les plans tels que les fractures, foliations ou stratifications entraînent des dissipations d'énergie qui se traduisent par une baisse de l'amplitude de l'onde réfléchiée [Williams et Johnson. 2004]. Les images en temps peuvent être converties en distance entre la sonde et la paroi en tenant compte de la salinité de l'eau contenue dans le forage qui influence la vitesse des ondes [Vernoux *et al.*. 2002].



**FIGURE 2.14** – Schéma d'une sonde de diagraphe sonique : l'onde émise peut être transmise directement au récepteur (non représenté), réfléchi sur l'interface roche-fluide de forage, réfractée ou transmise.

Les plans qui coupent le forage forment, sur les images déroulées, des sinusoides dont l'amplitude est liée à l'inclinaison et dont le point bas donne la direction de plus grande pente dans un « repère forage » (cf. fig. 2.15). Il faut ensuite le débasculer pour prendre en compte l'inclinaison du forage.

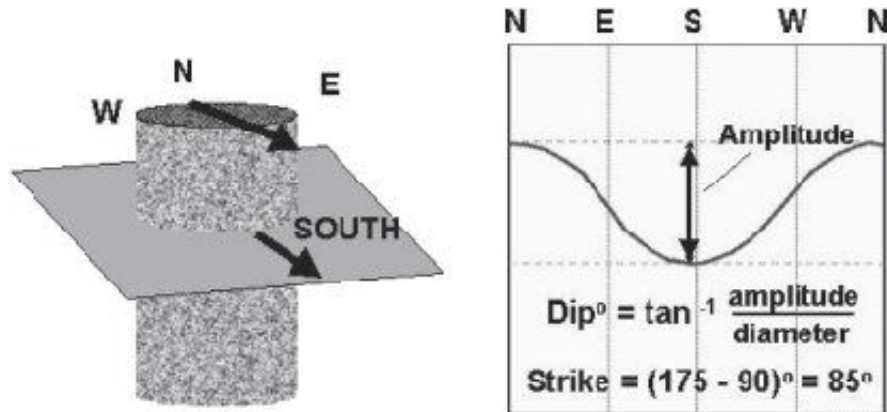


FIGURE 2.15 – Visualisation des plans sur des images de parois de forage [Williams et Johnson. 2004]

## Diagraphies de fluide

**Température et conductivité :** Les mesures de la température et de la conductivité du fluide doivent être prises en premier et en descente de manière à ce que la colonne de fluide soit la moins perturbée possible. La vitesse de descente doit être choisie de façon à ce que les sondes aient le temps de s'équilibrer avec le milieu.

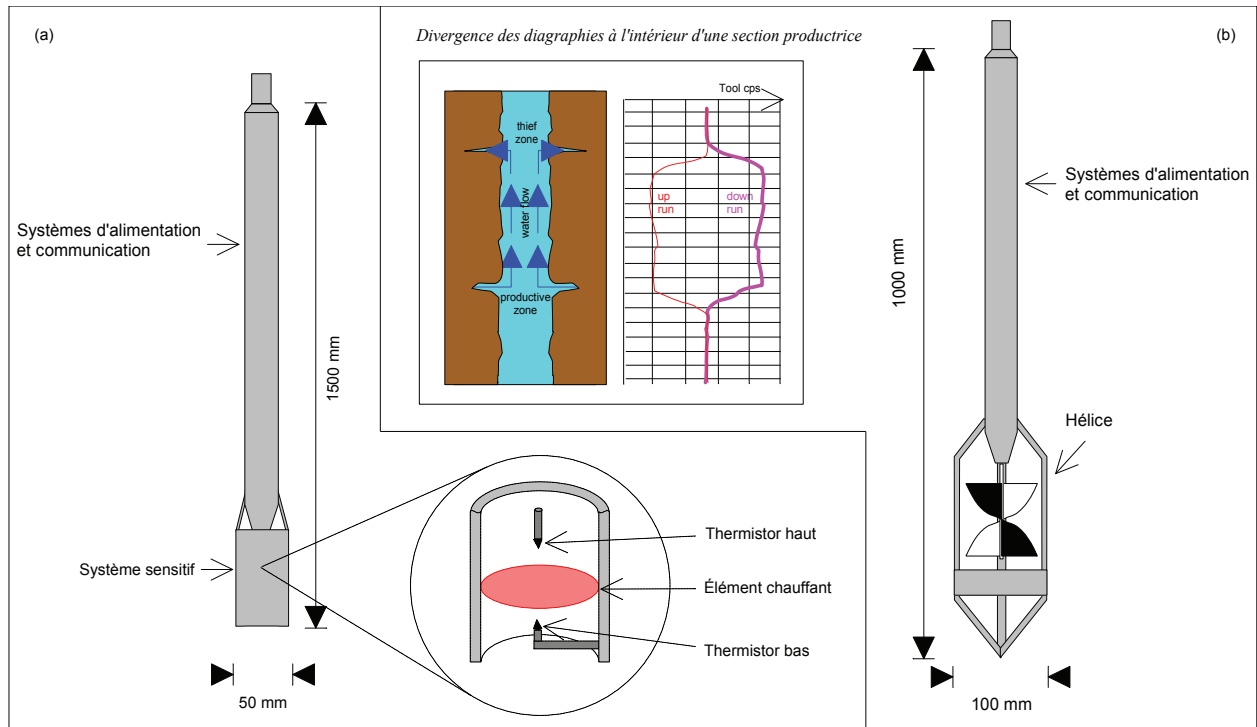
La diagraphie de température permet de mesurer le gradient géothermique lorsque le forage n'a pas modifié celui-ci. En effet, le forage peut mettre en relation des zones de charge hydrostatique différente provoquant des circulations perturbant la signature thermique [Ménard *et al.* 2010; Chapellier. 1987]. De plus, une diagraphie thermique réalisée juste après une cimentation permet de repérer le niveau atteint par le ciment (la prise du ciment étant exothermique) [Chapellier. 1987].

La conductivité permet de repérer des circulations à l'intérieur du forage, elles se traduisent généralement par une conductivité constante [Ménard *et al.* 2010]. De plus, elle permet, en l'absence de circulation, de repérer les zones où les parois du forage sont fortement dissoutes par les fluides de forage (présence d'évaporite) [Ménard *et al.* 2010].

**Vitesse des fluides :** Pour mettre en évidence des circulations à l'intérieur du trou de forage, il est possible d'effectuer des mesures de flux soit de manière continue avec un micro-moulinet (cf. fig. 2.16b) soit de manière ponctuelle avec le « Heat Pulse » (cf. fig. 2.16a).

Le « Heat Pulse » est constitué d'une grille chauffante encadrée de deux capteurs de température haute précision (cf. fig. 2.16a). L'élément chauffant réchauffe l'eau qui se trouve à proximité, la différence de temps d'arrivée du front chaud entre les capteurs haut et bas permet de calculer des vitesses de flux. Cet appareil permet de détecter des flux faibles (de 0,05 à 3  $m \cdot min^{-1}$ ; [MD. 2000, rapport technique LTF]).

Le micro-moulinet est formé d'une hélice qui peut tourner indifféremment dans les deux sens (cf. fig. 2.16b). La sonde est descendue dans le forage à vitesse constante puis elle est remontée à la même vitesse. En cas de circulation la divergence des deux courbes (descente



**FIGURE 2.16** – Sondes de mesure de vitesse des fluides : (a) « Micromoulinet Heat Pulse » ; (b) Micromoulinet [MD. 2000, rapport technique LTF]

et montée) permet de connaître le sens de circulation et la vitesse du flux. Cet appareil ne permet pas de détecter des flux aussi faibles que le « Heat Pulse » (de  $0,5$  à  $65 \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$  ; [MD. 2000, rapport technique LTF]) mais donne une vision continue des flux dans le forage. Une dissymétrie entre les courbes de descente et de montée permet de mettre en évidence des problèmes lors de la mesure.

## Diagraphies techniques

**Trajectométrie** : La mesure de la trajectoire du forage permet, après traitement, de connaître la position en X, Y et Z en fonction de la profondeur dans le forage. Il faut pour ce faire, effectuer des mesures de pente et d'azimut. Ces mesures peuvent être faites de manière ponctuelle ou de manière continue, comme dans le cas des mesures effectuées pour l'orientation des images de parois (*cf. paragraphe imagerie de parois*).

Ces données permettent de transformer les mesures de profondeur en mesures altitudinales. Ceci rend possible le calcul des charges précises en NGF lors des essais d'eau et de charge.

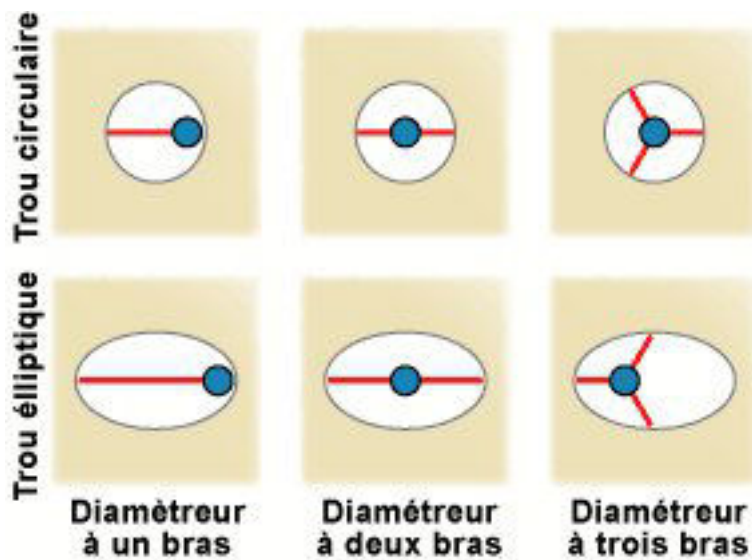
Les mesures de trajectométrie peuvent aussi donner des indices de présence de faille. En effet, dans certaines zones de faille, le forage a tendance à dévier.

**Diamètreur** : La mesure du diamètre est importante pour corriger certaines diagraphies et aussi pour repérer des éléments lithologiques ou structuraux. En effet, la présence d'argile gonflante se traduit par une réduction du diamètre ; à contrario, les caves correspondent à des roches peu consolidées. Les fractures peuvent aussi être visibles sur les diagraphies de diamètreur.

Il existe deux méthodes principales de mesure du diamètre :



- diamètreur à patin ou à bras : le ou les bras exercent une pression sur la paroi du forage de manière à rester bien plaqués, l'angle d'ouverture des bras permet de déduire le diamètre. Le nombre de bras influe sur la mesure, en effet, lorsque le trou s'est ovalisé un diamètreur à un ou deux bras se positionnera selon le grand axe, un diamètreur à trois bras mesurera plutôt le petit axe (*cf. fig. 2.17*; [Chapellier. 1987]) et un diamètreur à quatre bras les deux axes.
- le BHTV permet d'obtenir des sections du trou étant donné qu'il mesure la distance entre la sonde et la paroi sur 360° à travers les temps de retour des ondes acoustiques (*cf. paragraphe imagerie de parois*). Cette mesure se faisant de manière continue et orientée, il est possible d'obtenir une visualisation 3D des parois du forage et d'en déduire le diamètre moyen.



**FIGURE 2.17** – Effet du nombre de bras sur la mesure du diamètre pour un trou circulaire et ovale [Chapellier. 1987]

## Essais d'eau entre obturateurs

Dans le cas de puits de grande longueur il peut être nécessaire de tester la perméabilité ou la charge d'une partie spécifique du forage. Ceci est fait, dans les essais d'eau entre obturateurs, grâce à des obturateurs gonflables (appelés packer par la suite) qui permettent d'isoler une partie du puits. Le système (*cf. fig. 2.18*) est constitué de deux packers (un dans le cas où l'on souhaite tester le forage entre le fond et une cote donnée) qui sont reliés à un système de gonflage par des conduits hydrauliques. Ces packers sont séparés par une tige (ou des tiges selon la longueur désirée) qui est en partie crépinée et reliée au reste de la tige par une électrovanne appelée vanne de fond. Un système permet de pomper ou d'injecter de l'eau entre les packers tout en contrôlant le débit ou la pression. Une station d'acquisition permet d'enregistrer la pression en dessous, au-dessus et entre les obturateurs mais aussi les pressions de gonflage.

Dans le cadre du projet Lyon–Turin, des essais de charge qui consistent à isoler une partie du forage et à mesurer la pression après stabilisation, ont été réalisés. Des mesures de perméabilité ont aussi été effectuées selon plusieurs méthodes :

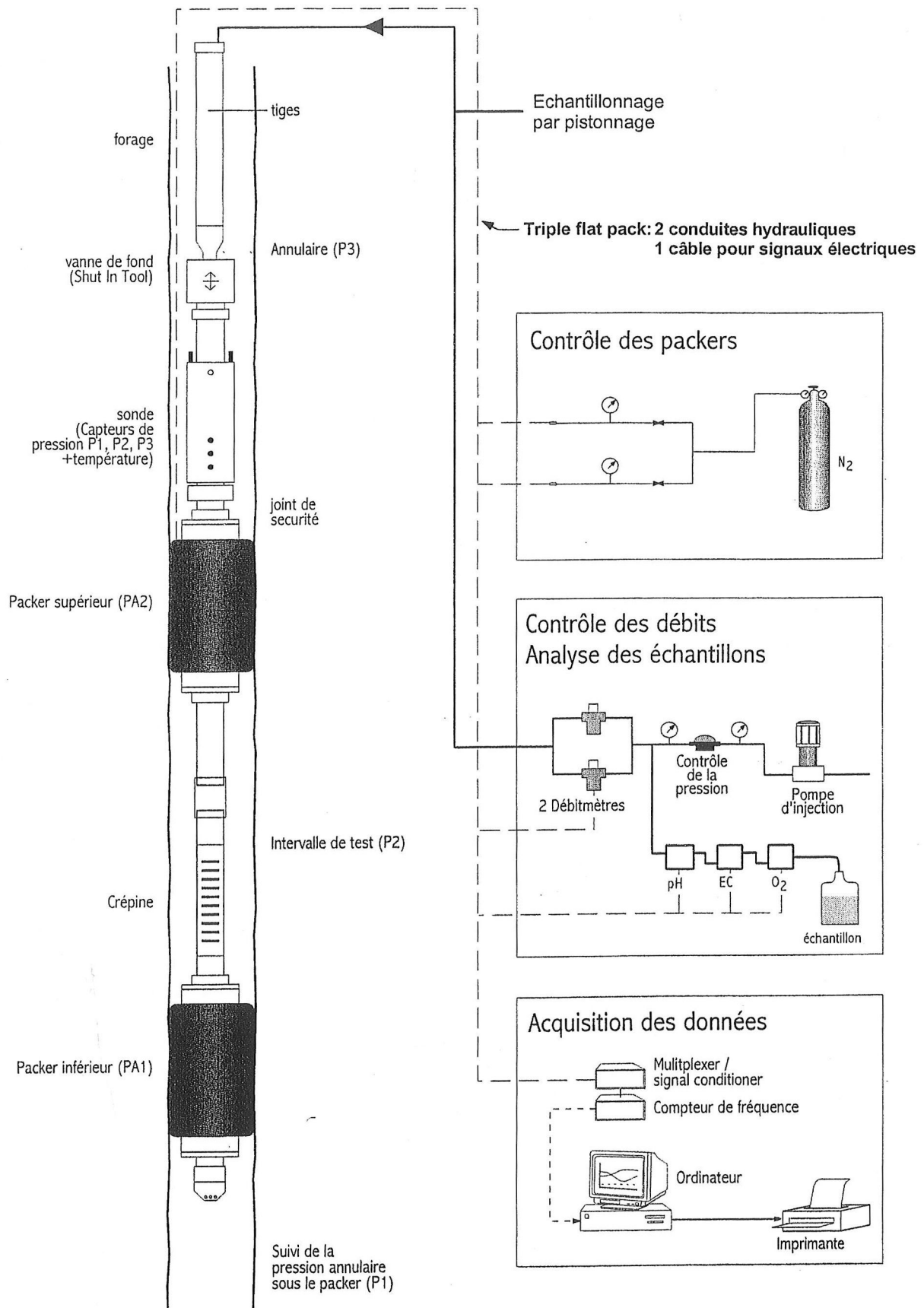


FIGURE 2.18 – Système d'essai d'eau entre packers [Chapiteau et al.. 2000]

- essais Lugeon : de l'eau est injectée dans la zone testée sous différents paliers de pression pendant un temps donné, la relation débit-pression permet d'estimer la perméabilité ;
- essais par choc hydraulique (« slug test ») : l'intervalle testé est soumis de manière brutale à une surpression (ou sous-pression) par ouverture de la vanne de fond, le retour à l'équilibre vanne de fond ouverte (la formation doit absorber ou produire de l'eau) est suivie et permet de calculer la perméabilité ;
- « pulse test » : comme pour le « slug test » l'intervalle testé est soumis à un choc hydraulique par ouverture de la vanne de fond mais celle-ci est refermée immédiatement de manière à ce que la formation n'ait pas à absorber (ou produire) de l'eau mais juste à rééquilibrer la pression (cette méthode est adaptée aux terrains très peu perméables) ;
- essais DST (« shut-in slug test ») : il s'agit d'un intermédiaire entre le « slug test » et le « pulse test » : le rééquilibrage s'effectue d'abord vanne de fond ouverte puis vanne de fond fermée.
- les essais classiques à débit ou à pression constante peuvent aussi être réalisés.

## Sismique de puits

La sismique de puits permet la mesure des vitesses des ondes sismiques au voisinage d'un puits. Trois configurations sont possibles : un tir en surface et des géophones dans le puits, un tir dans le puits et des géophones en surface ou un tir dans un puits et des récepteurs dans un autre puits (sismique puits a puits ; *cf. fig. 2.19*) [Mari et Coppens. 2000]. La première technique a été la plus utilisée dans le cadre des travaux de reconnaissance menés par LTF et Alpetunnel.

Dans cette technique, la source sismique peut être placée à proximité de la tête du forage ce qui permet de faire un profil sismique vertical (PSV) ou décalée par rapport à la tête du forage (profil sismique oblique : PSO).

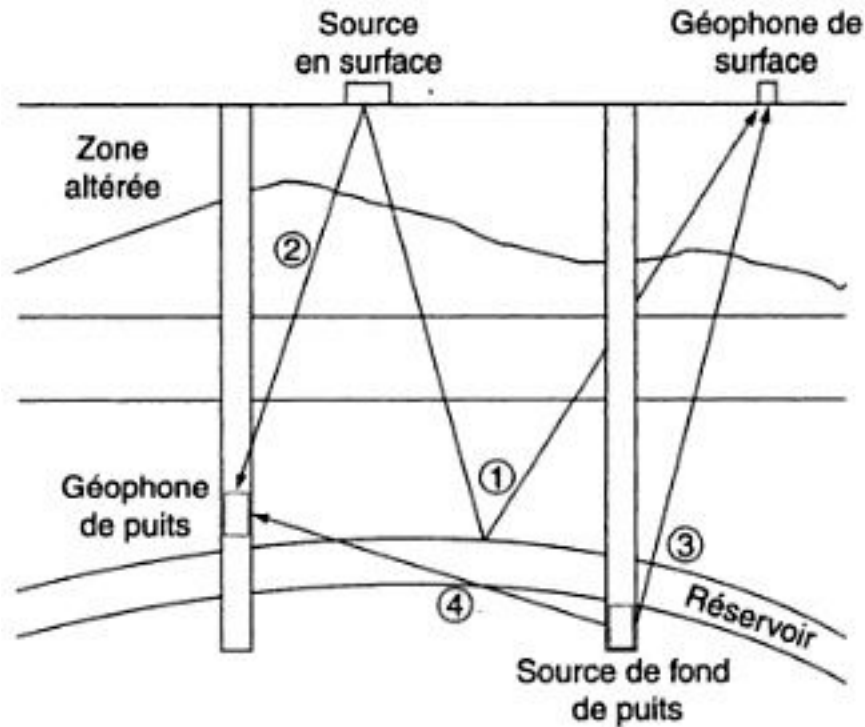
Trois types d'ondes sont reçues par les géophones : les ondes descendantes directes, les ondes montantes réfléchies et les ondes de tube guidées par le forage qui sont considérées comme du bruit.

Les ondes descendantes directes permettent de caractériser la vitesse du terrain entre la source et le géophone. Dans le cas d'un PSV, elles permettent d'obtenir des vitesses moyennes sur les tranches qui séparent les géophones. Cette mesure permet d'obtenir des informations proches de celles obtenues en diagraphie sonique mais investiguant une zone de rocher plus large.

Les ondes réfléchies permettent de mettre en évidence des plans à distance du forage. Elle permettent notamment de repérer des réflecteurs à fort pendage qui sont difficilement repérables par d'autres moyens [Monin. 1998a,b].

### 2.3.2 Données disponibles

Dans le cadre des travaux de reconnaissance du projet Lyon–Turin Ferroviaire de nombreuses mesures ont été effectuées dans des forages afin d'apporter des connaissances géologiques, géotechniques et hydrogéologiques. Cinquante-six forages ont été réalisés à partir de la surface sur la zone d'étude, représentant près de 30 km de forages cumulés. Ces forages totalisent environ 200 run de diagraphies de Gamma–Ray naturelles (GR) et de température et conductivité de fluide, 150 d'imagerie de parois et de sonique et environ 90 diagraphies de flux. On



**FIGURE 2.19** – Principe de la sismique réflexion (1) et des trois types de sismique de puits : source en surface (2), source dans le puits (3) et sismique puits à puits (4) [d'après Mari et Coppens. 2000].

peut aussi noter environ 130 essais d'eau et 60 analyses d'eau. La majorité de ces mesures a été réalisée dans trente-neuf forages qui ont une longueur supérieure à 300 *ml*. La liste des forages de la zone d'étude ainsi que des métadonnées sur ceux-ci sont présentées dans le tableau 2.1. Les cartes présentées aux figures 2.20 et 2.21 permettent de localiser les forages dans la zone d'étude.

Les métadonnées et les données sur les forages ont fait l'objet d'un travail de synthèse dans une base de données et métadonnées. Cette base est présentée dans l'annexe A et disponible dans l'annexe C.

Afin de faciliter l'interprétation les données de diagraphies et d'essais d'eau ont été regroupées puis représentées dans une figure de synthèse. Ce travail a été effectué pour 40 forages, le principe de ces figures de synthèse est présenté dans l'annexes B et les figures elles-mêmes sont disponibles dans l'annexes C.

Il existe aussi sur la zone d'étude trois descenderies à Saint-Martin la Porte, La Praz et le Bourget-Avrieux. Des forages sub-horizontaux ont été réalisés dans les descenderies. Les données issues de ces ouvrages n'ont pas été utilisées dans cette étude.

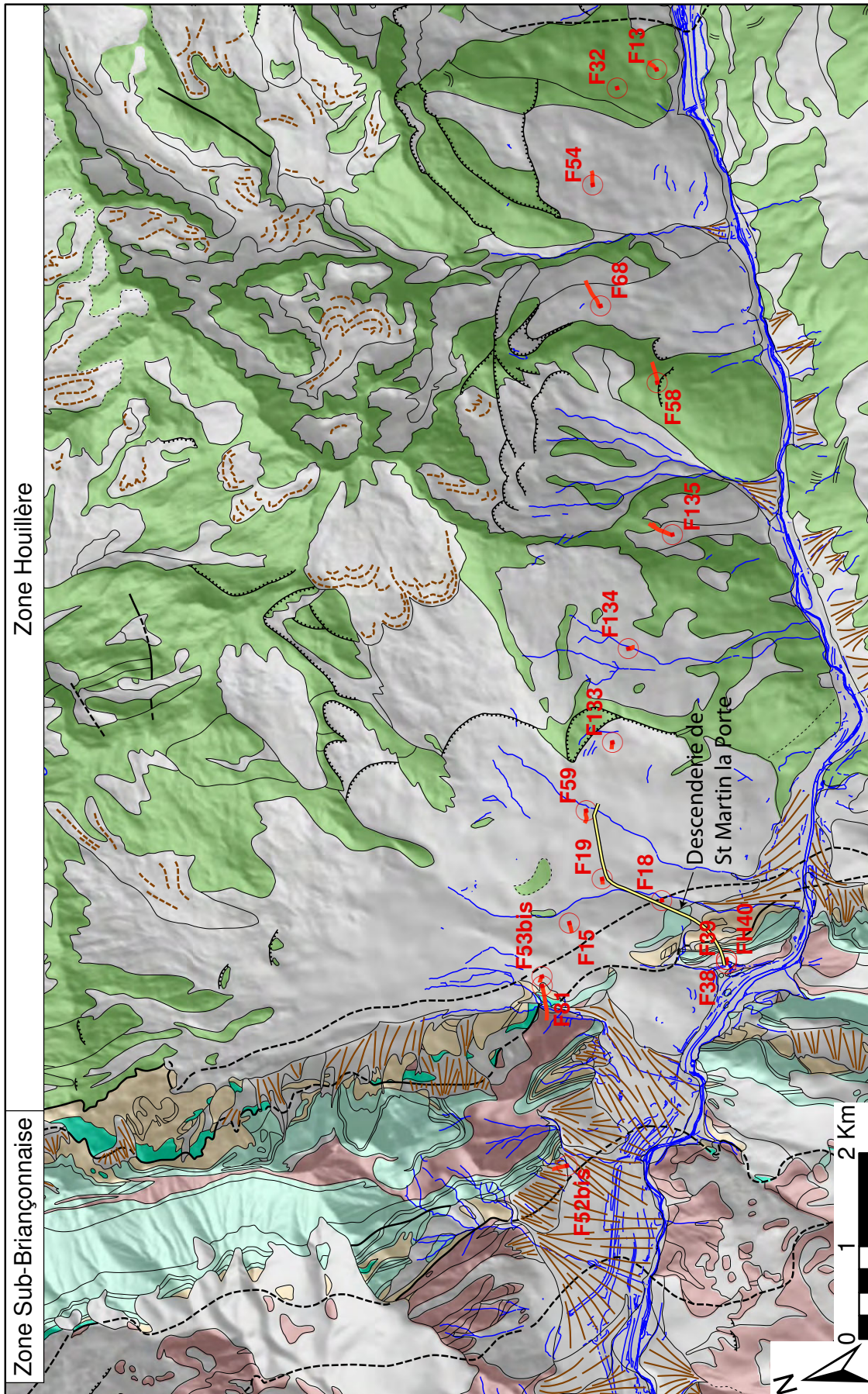


FIGURE 2.20 – Carte hydrogéologique de la partie ouest de la zone d'étude (voir la figure 2.21 pour la légende) [d'après Barthelemy et Ricci, 2007, modifié].



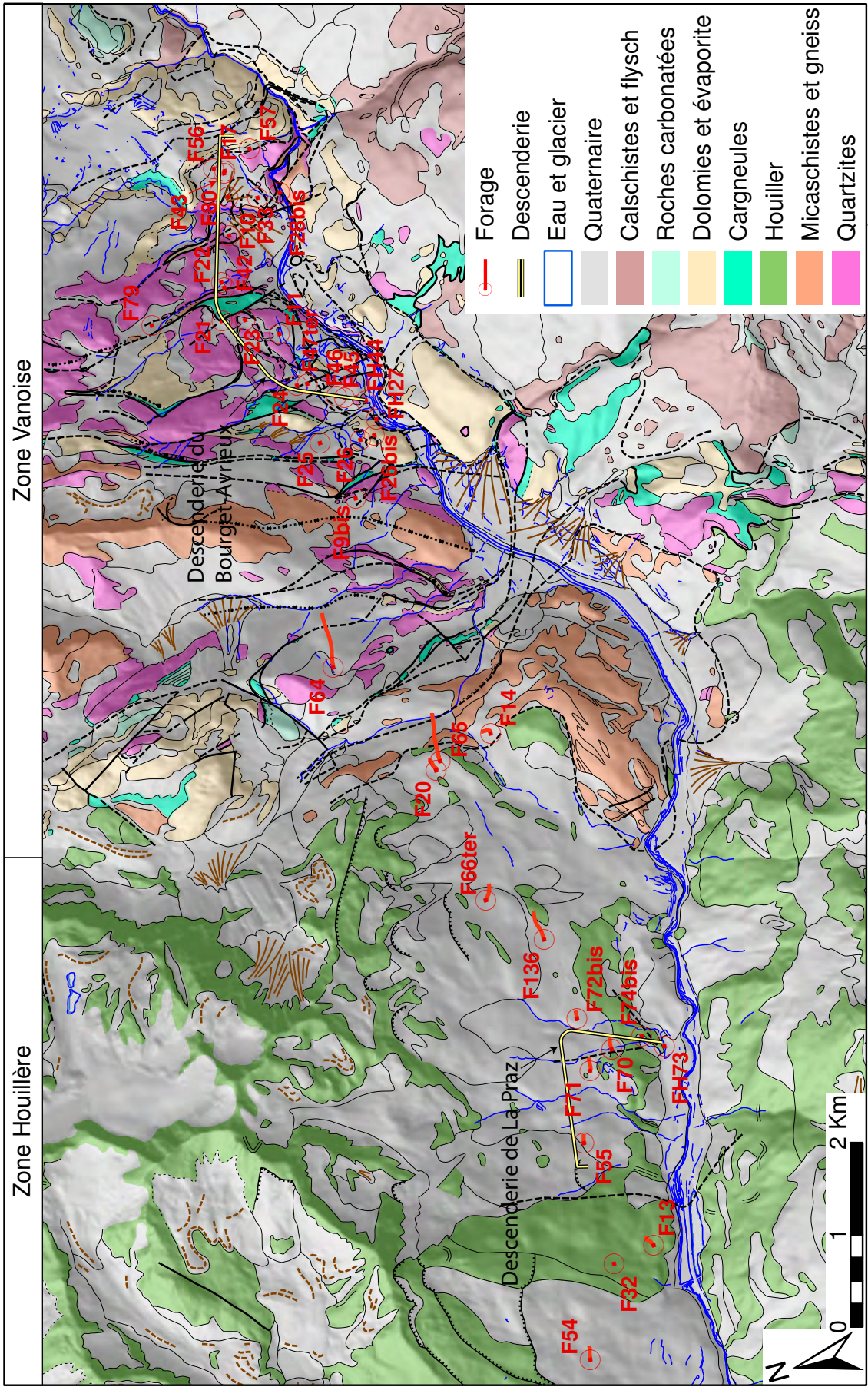


FIGURE 2.21 – Carte hydrogéologique de la partie est de la zone d'étude [d'après Barthelemy et Ricci. 2007, modifié].

**Tableau 2.1** – liste des forages de la zone d'étude classés d'ouest en est : longueur du forage en ml, année de fin de travaux, zone géologique où se situe le forage : Sub-Briançonnais (SB) ; Houiller (H) ; Zone Vanoise (ZV), la déviation maximum du forage par rapport à l'inclinaison prévue (en degrés), le nombre de run de diagraphie : Sonique (S) ; Gama Ray naturel (GR) ; Imagerie de Parois (IP) ; Température et Conductivité du fluide (TC) ; le flux (Micro-Moulinnet : MM) ; Multi-Paramètre de fluide (MP), le nombre d'essais d'eau (EE) et d'Analyse d'Eau (AE).

Nom	Longueur du forage	Année de fin de travaux	Zone géologique	Déviations (°)	Run de diagraphie							EE	AE	Commentaire
					S	GR	IP	TC	MM	MP				
F52bis	300.0	1998	SB	8	1	1	1	1	1	0	0	3	0	forage incliné à 25°orientation N0°
F81	800.3	2005	SB et H	16	6	6	5	5	2	2	2	1	1	forage incliné de 30°orientation N270°
F53bis	621.6	1999	SB et H	13	4	5	4	6	5	2	2	4	6	sonde diagraphie perdue en fond de sondage
F15	606.0	1996	H	24	5	5	1	5	0	0	0	0	0	
F38	55.8		H											
F39	30.0		H											
FH40	68.0		H											
F18	350.0	1995	H	0	4	4	3	4	0	0	0	2	0	forage abandonné suite au coincement de la garniture HQ entre 268 et 350ml
F19	450.2	1995	H	11	5	6	5	6	0	0	0	3	0	
F59	825.0	1999	H	16	4	5	4	5	1	0	0	4	2	tubage provisoire coincé de 233 à 300 et de 438 à 600ml
F133	856.0	2006	H	9	5	6	4	4	3	3	3	1	0	
F134	1105.5	2006	H	7	7	7	6	6	4	5	5	3	1	tubage coincé de 470 à 570ml
F135	875.4	2007	H	20	6	7	5	7	6	6	2	2	1	forage incliné 25°N015°E; forage doublé en partie basse
F58	915.0	2003	H	28	1	7	5	8	4	2	1	1	1	tubage cassé à 67ml
F68	1130.0	2002	H	31	7	8	7	10	3	3	4	2		
F54	946.0	2002	H	18	10	10	10	12	5	5	3	4		
F32	700.1	1995	H	0	5	7	1	7	2	2	2	2	3	

Nom	Longueur du forage	Année de fin de travaux	Zone géologique	Déviations (°)	Run de diagraphie						EE	AE	Commentaire
					S	GR	IP	TC	MM	MP			
F13	602.0	1994	H	21	3	3	2	10	7	6	7	6	carottage de 150ml à 200ml et de 400ml à 602ml;
F55	800.7	2002	H	19	4	6	4	9	5	7	5	2	
F71	525.2	2002	H	24	3	3	3	3	3	3	4	1	
FH73	142.0	2002	H	0	1	1	0	1	0	0	0	0	tubage PVC crépiné sur toute la longueur
F74bis	143.3	2002	H	30	2	3	4	3	1	0	5	2	
F70	432.0	2002	H	32	4	4	4	5	5	5	2	1	
F72bis	566.6	2002	H	21	2	2	2	2	1	1	2	0	
F136	1000.2	2006	H	13	5	5	4	5	4	4	3	3	forage oblique N85° et 25° par rapport à la verticale
F66ter	1150.0	2002	H	15	3	4	4	6	3	3	5	1	
F20	1251.5	1996	H et ZV	12	5	5	0	6	1	1	2	3	tubage PVC crépiné de 0 à 210ml et PW. plein de 210 à 370,15ml
F65	1231.0	2003	H et ZV	21	7	8	7	8	4	2	2	2	forage incliné de 20° / la verticale, direction N80°E
F14	912.0	1994	ZV	0	3	2	2	2	0	0	0	0	carottage de 150ml à 200ml et de 400ml à 912ml
F64	1378.0	2000	ZV	13	4	5	4	6	3	2	0	0	sondage incliné de 30° direction N90° ; un run de susceptibilité magnétique
F9bis	700.0		ZV										
F26	181.0		ZV										
F26bis	104.0		ZV										
F25	350.7	1996	ZV	13	4	4	4	4	0	0	2	0	
FH27	239.0		ZV										subhorizontal
FH44	100.1	1996	ZV		0	1	0	0	0	0	0	0	subhorizontal +2° ; direction N25°



Nom	Longueur du forage	Année de fin de travaux	Zone géologique	Déviations (°)	Run de diagraphie						EE	AE	Commentaire
					S	GR	IP	TC	MM	MP			
FD1	40.4	1996	ZV		0	0	0	0	0	0	0	0	pour essais de tir
FD2	40.1	1996	ZV		0	0	0	0	0	0	0	0	pour essais de tir
F45	77.5	1996	ZV		1	1	0	1	0	0	3	0	forage transformé en piézo- mètre (massif filtrant entre 58 et 77.5ml)
F46	91.1	1996	ZV		1	1	0	1	0	0	3	0	forage transformé en piézo- mètre (massif filtrant entre 70 et 91.1ml)
F47ter	200.1	1996	ZV	3	3	3	2	3	4	0	3	1	tubage PVC crépiné
F24	450.0	1995	ZV	12	2	3	2	3	0	0	2	0	
F11	600.5	1993	ZV	10									
F23	634.5	1995	ZV	34	4	4	3	4	0	0	3	0	
F21	801.2	1995	ZV	28	3	5	4	6	3	3	5	3	
F79			ZV										
F42	100.3	1996	ZV	1	2	3	0	3	0	0	3	0	
F22	710.1	1995	ZV	18	2	2	0	4	2	2	2	1	
F10	595.1	1992	ZV	20	2	4	2	4	3	3	2	4	
F28bis	201.0		ZV										
F33	500.0	1996	ZV	3	3	4	1	4	0	0	1	0	
F80	551.0		ZV		3	4	3	4	3	3	5	2	
F17	600.5	1993	ZV	4									
F43	201.0	1996	ZV	3	3	3	3	3	2	0	10	1	
F56	649.0	1998	ZV	9	3	3	3	4			5	2	
F57	550.1	1998	ZV	6	3	4	3	6	4		10	8	

## Section 2.4

## Conclusion

Ce chapitre rappelle le contexte géologique, climatique et paléoclimatique de la zone d'étude. Il présente également les informations sur les reconnaissances en forage fournies par LTF dans le cadre de l'étude.

Trois grands ensembles géologiques forment la zone d'étude. À l'ouest, une série sédimentaire d'âges Triasique à Crétacé. Au centre, la zone Houillère est formée de métasédiments, schistes et grès principalement. Une écaille de gneiss dont l'origine est controversée sépare cette zone de la zone Vanoise. La zone Vanoise formée de multiples plis et écailles est composée d'un socle cristallin et de son tégument qui forment la série siliceuse de Vanoise surmontée par une série évaporito-carbonatée.

La zone d'étude est caractérisée par un climat relativement sec pour les Alpes du Nord. Les précipitations qui totalisent entre 600mm en fond de vallée et 1400mm sur les sommets sont bien réparties sur l'année avec une part importante de précipitation neigeuse. La température moyenne annuelle est d'environ 6°C à 1360m *NGF*.

Le dernier maximum glaciaire alpin a eu lieu il y a environ 20ka. Le retrait des glaciers de la zone d'étude a eu lieu avant le réchauffement qui marque la fin de la période glaciaire il y a 11,7ka. Depuis cette date les variations de température sont faibles par rapport aux variations qui avaient lieu durant la période glaciaire.

Les diagraphies différées effectuées dans les forages sont principalement :

- le gamma-ray naturel qui donne une indication sur la part de minéraux phylliteux dans la roche ;
- la sonique qui fournit une mesure des vitesses sismiques à proximité de la paroi du forage permettant d'appréhender l'ouverture du milieu ;
- le BHTV qui donne une image acoustique orientée de la paroi du forage ;
- les mesures de conductivité électrique et température du fluide contenu dans le forage ;
- les vitesses de circulation ascendante et descendante du fluide dans le forage principalement par micro-moulinet ;
- les mesures de trajectoire et diamètre du forage.

Des mesures de perméabilité entre obturateurs et de la sismique de puits ont aussi été effectuées par LTF.

Un important travail de synthèse des données et des métadonnées a été entrepris dans le cadre de cette thèse. Il a abouti à la création d'une base de données et métadonnées (*cf. annexes A et C*). Les figures synthétiques des diagraphies et des essais d'eau pour les principaux forages exploités dans ce travail sont fournies en annexe. (*cf. annexes B et C*).



Deuxième partie

Étude des effets thermiques des  
circulations



## Chapitre 3

# Utilisation des diagraphies pour la caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone d'étude

### Sommaire du chapitre

<b>3.1</b>	<b>Perturbations thermiques induites par le forage . . . . .</b>	<b>65</b>
3.1.1	Perturbations thermiques liées aux circulations dans le forage . . .	65
3.1.2	Perturbations thermiques liées à la foration . . . . .	67
<b>3.2</b>	<b>Caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone d'étude</b>	<b>69</b>
3.2.1	Problématiques hydrogéologiques et thermiques mises en évidence par l'analyse des diagraphies . . . . .	69
3.2.2	Circulation profonde à proximité du front du Houiller . . . . .	70
3.2.3	Gradients en conduction de la série siliceuse de Vanoise . . . . .	78
<b>3.3</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>92</b>

Ce chapitre a pour objectif de mettre en évidence les problématiques hydrogéologiques et thermiques qui peuvent être étudiées à partir des données dont nous disposons. Avant de pouvoir effectuer ceci, il est nécessaire de rappeler les phénomènes qui peuvent venir perturber les mesures thermiques en forage afin de déterminer quelles sont les mesures représentatives du milieu naturel avant forage.

Par la suite, les trois grandes problématiques hydrogéologiques et thermiques identifiées sur la zone d'étude seront présentées succinctement. Une analyse qualitative est proposée pour deux sites de la zone d'étude. Elle permet d'établir un modèle conceptuel qui sert de base pour les approches quantitatives présentées dans les chapitres 4 et 5.

## Section 3.1

**Perturbations thermiques induites par le forage**

Cette section a pour but de décrire les perturbations thermiques que peuvent induire des forages de grande longueur comme ceux dont nous disposons. Ceci permet d'identifier les diagraphies qui sont représentatives des conditions naturelles et celles qui sont influencées par la présence du forage.

La diversité des contextes ne permet pas une présentation exhaustive de tous les cas où il peut se produire des perturbations thermiques liées au forage. La présentation se limite à quelques exemples choisis qui permettent de comprendre la démarche à suivre pour identifier les perturbations et de connaître les perturbations les plus fréquentes.

Ménard *et al.* [2010] propose deux causes principales pour expliquer les perturbations thermiques. La première est la mise en relation de deux zones où les charges hydrauliques sont différentes, ce qui crée des circulations d'eau entre ces deux zones par l'intermédiaire du trou de forage. Si les deux zones ont des températures différentes en lien avec leur profondeur, les circulations créent alors des perturbations thermiques. La seconde cause des perturbations thermiques en forage est la foration elle-même qui a tendance à dégager de la chaleur.

Dans un premier temps, les perturbations thermiques liées aux circulations dans le forage seront abordées. Trois cas différents seront développés : les circulations pérennes descendantes, les circulations pérennes ascendantes et les circulations temporaires. Par la suite, les perturbations liées à la foration seront abordées.

**3.1.1 Perturbations thermiques liées aux circulations dans le forage**

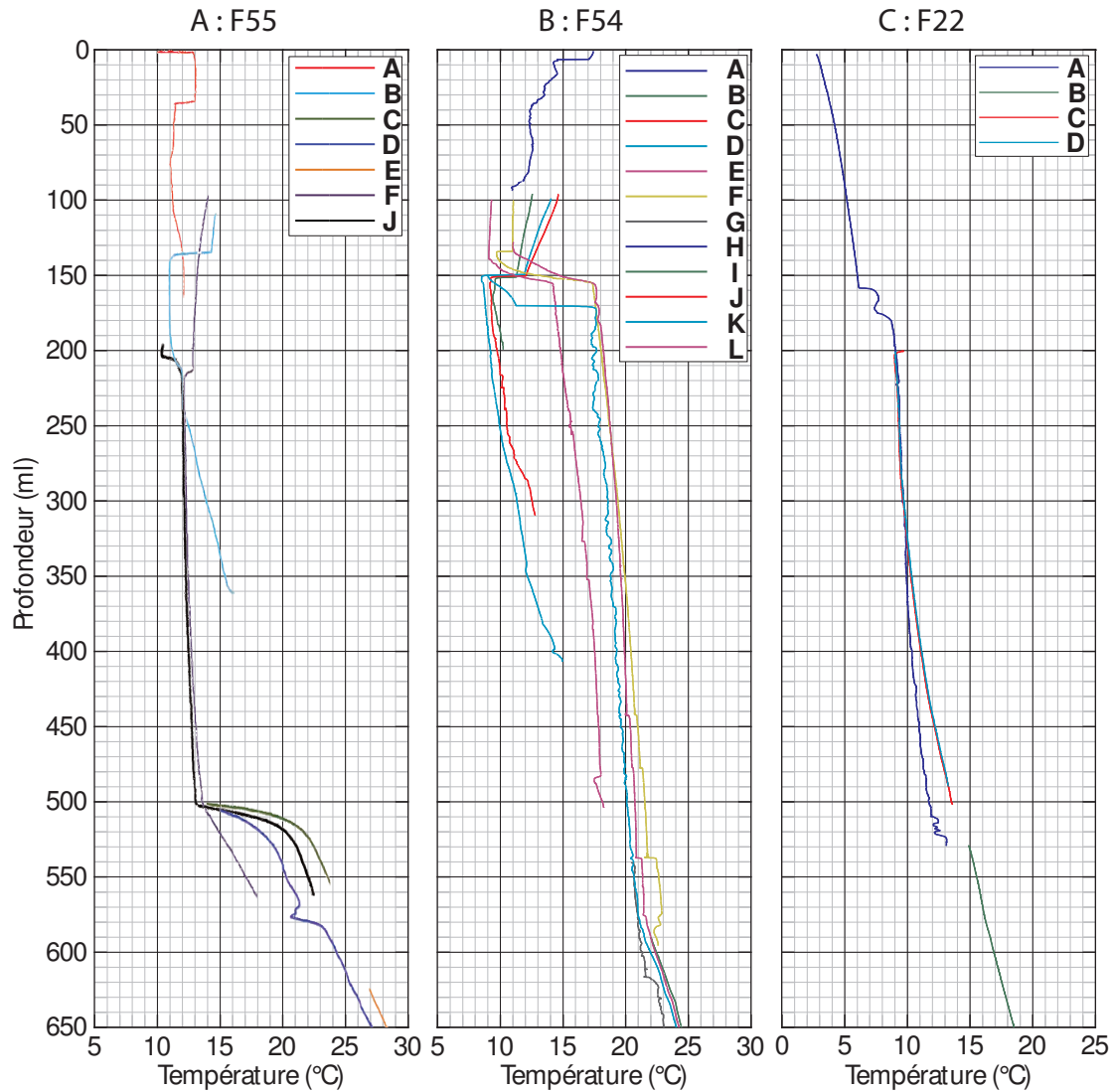
Trois types de perturbations liées aux circulations d'eau dans le trou de forage ont été repérés sur les données. Les deux premières sont des circulations pérennes descendantes ou ascendantes. La troisième correspond à des circulations transitoires. Un exemple pour chacun de ces cas va être développé ci-dessous. L'étude de ces circulations peut permettre d'extraire des informations sur le fonctionnement hydrogéologique en mettant en évidence différentes zones aquifères et leur charge relative [Dzikowski et Villemin, 2009, par exemple].

**Circulation pérenne descendante**

Il s'agit du cas le plus fréquemment repéré sur les données. Il se caractérise par des gradients de température très faibles voir nuls et des températures anormalement basses dans les zones où la circulation est présente (*cf. fig. 3.1 A*). À la base de cette circulation une brutale augmentation de la température se produit. Des températures représentatives du milieu avant foration sont retrouvées après cette augmentation.

La conductivité électrique de l'eau qui remplit le forage est généralement constante sur toute la zone où ces circulations se produisent [Ménard *et al.*, 2010]. Ce paramètre peut permettre de repérer des circulations de faible vitesse qui sont moins bien caractérisées d'un point de vue thermique (existence d'un gradient de température lié au réchauffement progressif des eaux).





**FIGURE 3.1** – Exemples de perturbations thermiques lié aux circulations dans le trou de forage. A : on peut voir sur le run B entre 250 et 350ml le gradient thermique avant la mise en place de la circulation descendante dans le trou de forage, dans les run suivant le faible gradient entre 250 et 500ml suivi d'une brutale augmentation causée par les circulations descendantes. B : les run E, F, K et L sont caractéristiques d'une eau remontante avec un faible gradient entre 630 et 150ml et une brutale baisse de la température au-dessus. C : le forage était soumis à une circulation temporaire entre 350 et 500ml au moment du run A, par la suite cette circulation s'est interrompue et le profil thermique a repris un état non influencé par des circulations dans le forage.

### Circulation pérenne ascendante

Il s'agit du corollaire du cas précédent. Le cas est rencontré moins souvent dans les données dont nous disposons. Là aussi les gradients de température sont très faibles dans la zone de circulation. Contrairement au cas précédent, les températures sont anormalement hautes et il existe une baisse brutale de la température au sommet de la zone des circulations là où les eaux se réinjectent dans le massif (*cf. fig. 3.1 B*).

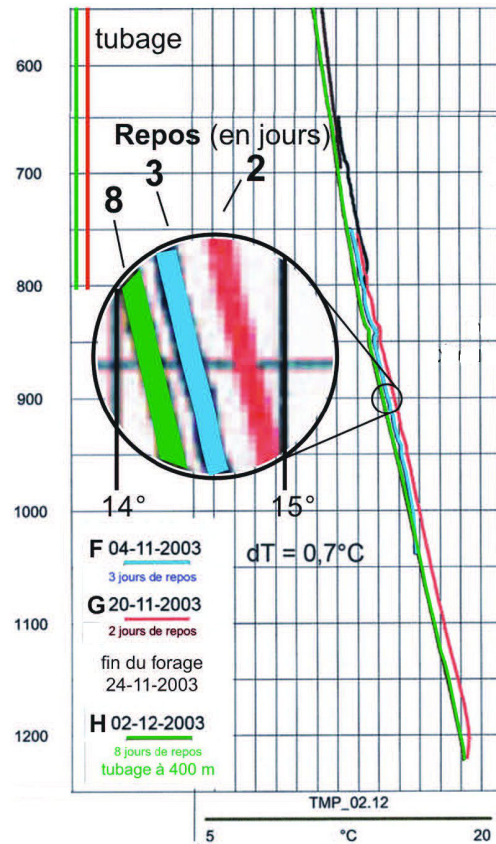
### Circulation temporaire

Il s'agit de circulations qui permettent le rééquilibrage des charges entre deux zones du forage. Les cas rencontrés sont généralement des circulations descendantes qui font augmenter la charge dans la zone basse. Ces circulations s'interrompent lorsque les charges sont équilibrées entre les deux zones. Ceci implique que la zone basse n'a pas d'exutoire, une fois les transferts d'eau permettant le rééquilibrage des charges effectués, les circulations s'interrompent. Après l'arrêt de la circulation, l'anomalie thermique s'estompe progressivement. Le profil thermique est alors représentatif du milieu (*cf. fig. 3.1 C*).

## 3.1.2 Perturbations thermiques liées à la foration

La foration provoque une augmentation de la température au niveau de l'outil. La roche à proximité de l'outil a donc tendance à se réchauffer. Le liquide de forage qui sert à remonter les cuttings refroidit l'outil en se réchauffant à son contact. Lorsque les circulations s'effectuent sans perte ce liquide est réutilisé, il augmente donc de température au cours du temps. Il participe donc au réchauffement de la roche aux alentours du forage. Une fois que les circulations sont interrompues, la température redescend progressivement vers la température naturelle de la roche. Ce mécanisme peut permettre d'expliquer le décalage qu'il peut exister entre deux run de diagraphie en un même point du forage. Ménard *et al.* [2010] propose un exemple de cette remise à l'équilibre. Les mesures qui ont été effectuées lors de trois run différents montrent une diminution de la température avec l'augmentation du temps de repos (*cf. fig. 3.2*).

Le phénomène inverse est aussi envisageable dans le cas où le forage serait continuellement en perte totale. Le fluide de forage injecté à température de surface aurait alors tendance à refroidir les roches encaissantes.



**FIGURE 3.2** – Rééquilibrage de la température en fonction du temps de repos après les circulations [d'après Ménard et al., 2010]. La température en un même point diminue avec l'augmentation du temps de repos.

## Section 3.2

# Caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone d'étude

Cette section a pour but de décrire les problématiques hydrogéologiques et thermiques de la zone d'étude et de proposer une première analyse pour les deux sites qui font l'objet d'une approche quantitative dans les chapitres 4 et 5.

Une première partie abordera les trois problématiques hydrogéologiques et thermiques repérées sur quatre sites de la zone d'étude. La deuxième partie aura pour objet la présentation détaillée des effets de la circulation froide profonde dans le Houiller. Enfin, une analyse des gradients en conduction dans la zone Vanoise sera proposée dans une dernière partie.

### 3.2.1 Problématiques hydrogéologiques et thermiques mises en évidence par l'analyse des diagraphies

Trois problématiques ont été mises en évidence sur quatre sites différents :

- l'effet thermique d'une circulation froide profonde sur le secteur Sapey-Orgère et à proximité du front du Houiller. Le deuxième site a fait l'objet d'une étude approfondie, il est donc présenté en détail au point 3.2.2 ;
- l'effet du relief ne peut expliquer les gradients en conduction courbe observés sur les diagraphies dans la zone Vanoise. Ce point a fait l'objet d'une étude approfondie, il est donc présenté en détail au paragraphe 3.2.3 ;
- les forages induisent des circulations dans la plupart des forages de la zone Houillère, l'utilisation des diagraphies pour la caractérisation hydrogéologique et thermique en condition naturelle est une problématique en soi.

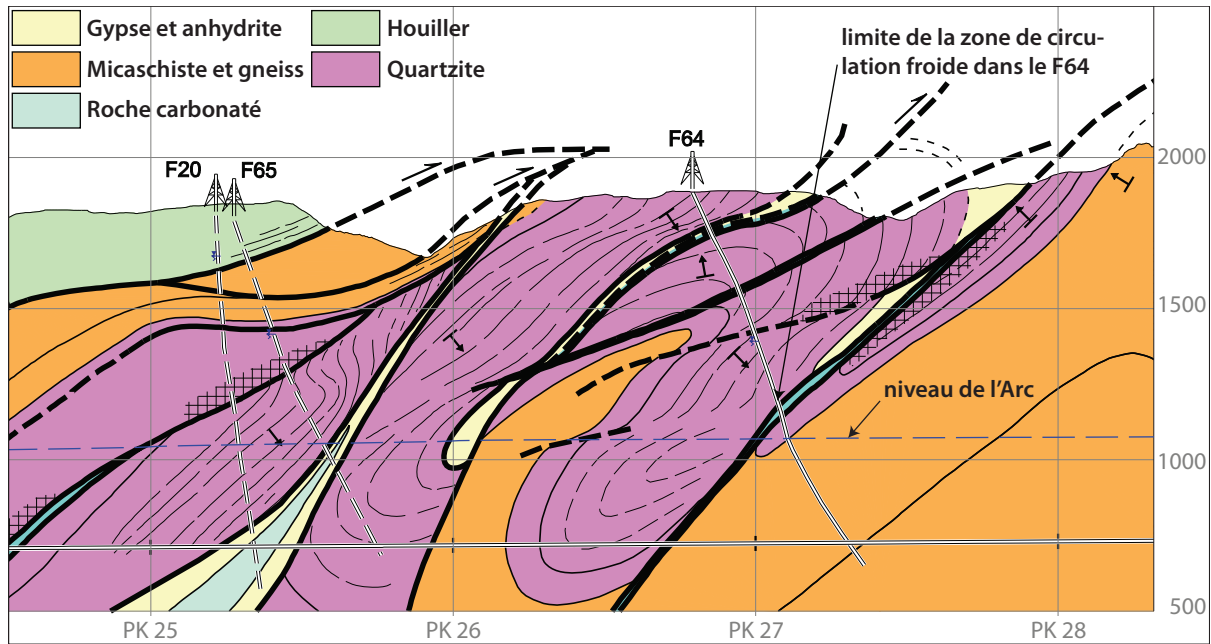
#### Circulation profonde dans le secteur Sapey-Orgère

Le forage F64 sur le secteur Sapey-Orgère reste, sur 800 ml, à une température d'environ 8°C proche de celle de surface. Cette anomalie est interprétée comme une circulation froide à des profondeurs importantes se produisant dans les quartzites qui forment une synforme déversée vers l'est. La limite inférieure de la synforme est supposée plus basse que le niveau de l'Arc et atteint la cote du projet de tunnel (*cf. fig. 3.3*). La profondeur atteinte par les circulations dans la synforme est inconnue. L'étude de l'effet thermique de cette circulation permettrait peut-être de contraindre la profondeur atteinte par les circulations froides. Toutefois cette étude est rendue difficile par l'absence de forage à proximité immédiate.

Cette problématique n'a pas été étudiée plus en détail mais pourrait être intéressante dans le cadre du projet de tunnel. En effet, si la zone perméable se poursuit en profondeur, les risques de venues d'eau importants durant le percement du tunnel existent.

#### Caractérisation hydrogéologique et thermique à partir de diagraphies perturbées par des circulations induites par le forage

La caractérisation hydrogéologique et thermique de la zone Houillère a fait l'objet de plusieurs études [Ménard. 2005a; Dzikowski et Villemain. 2009, par exemple]. Elles n'arrivent pas toutes



**FIGURE 3.3** – Coupe hydrogéologique du secteur Sapey-Orgère [d'après Barthelemy et Buscarlet, 2007, modifié]. Les circulations d'eau froide repérées dans le forage F64 atteignent une profondeur importante mais ces données ne permettent pas de savoir si les circulations sont actives à la cote du tunnel.

aux mêmes conclusions. Ménard [2005a] propose des écoulements profonds localisés sur des zones de fractures indépendantes les unes des autres. Dzikowski et Villemain [2009] proposent un schéma basé sur une nappe libre entre le sol et 250m de profondeur surmontant une nappe captive moins perméable dans les 250m suivant (cf. fig. 3.4).

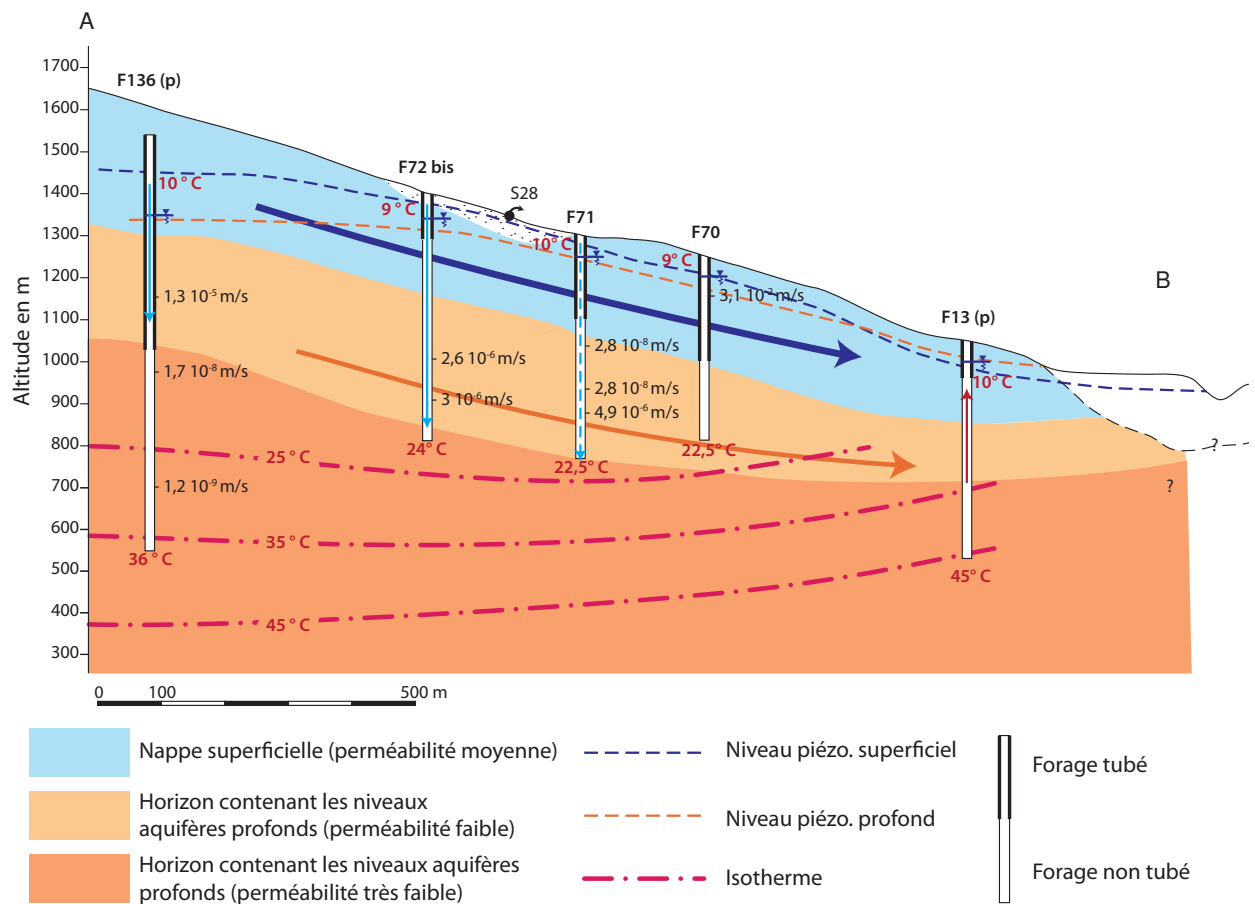
Une étude visant à synthétiser et à harmoniser les connaissances hydrogéologiques sur cette zone serait intéressante. Cette étude devra intégrer l'ensemble des données de forage (géologie, diagraphie, sismique de puits...) et aussi les données recueillies dans la descenderies de La Paz et de la future galerie de reconnaissance prévue entre Saint-Martin la Porte et La Praz.

### 3.2.2 Circulation profonde à proximité du front du Houiller

Nous allons ici aborder les circulations profondes à proximité du front du Houiller. Elles sont mises en évidence par une forte anomalie de température en forage. Cette anomalie sera décrite dans un premier temps puis le contexte hydrogéologique et les hypothèses sur les circulations seront formulées. Enfin, une brève discussion sur l'état thermique du massif sera proposée.

#### Anomalie thermique à proximité du front du Houiller

En profondeur, les températures les plus froides sont observées dans les forages F81 et F53. Il est observé des températures de 7°C et 8.5°C respectivement à 450 ml dans le forage F81 et à 600 ml au fond du forage F53. Dans le forage F81 (forage incliné d'environ 25° vers l'ouest), la température commence à augmenter à partir de 470 ml, quelques dizaines de mètres au-dessus de la transition entre les calcaires du Dogger et les marnes calcaires du Jurassique



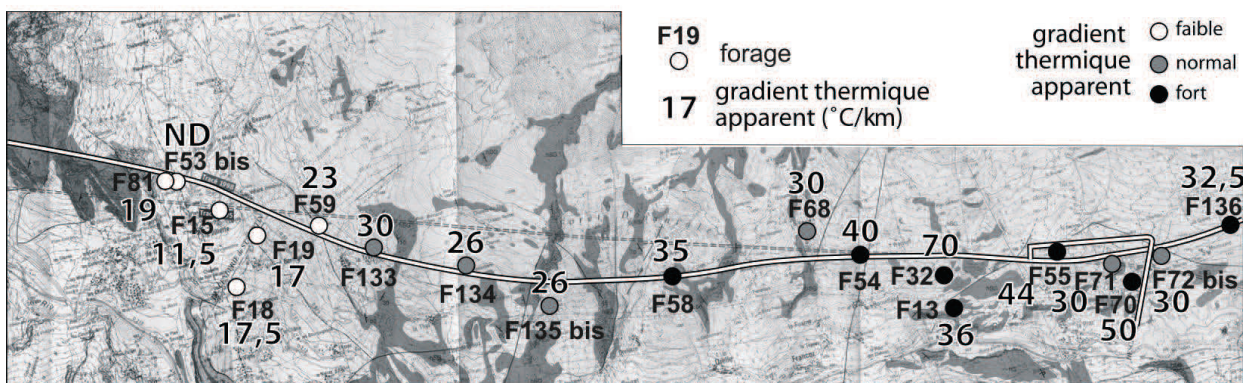
**FIGURE 3.4** – Coupe synthétique hydrogéologique perpendiculaire à la vallée de l'Arc au niveau de la descente de La Praz. [d'après Dzikowski et Villemin. 2009]. Une nappe libre surmonte une nappe captive. En pied de versant, les niveaux piézométriques s'inversent.

supérieur. Le gradient apparent est d'environ  $0.020^{\circ}\text{C}$  par mètre linéaire de forage (*cf. fig. 3.6*).

Les forages F15, F18 et F19 présentent un gradient de température faible qui diminue avec la profondeur. Ceci indique que le forage a tendance à se rapprocher de la zone froide avec la profondeur (*cf. fig. 3.6*). Ménard *et al.* [2010] mettent en évidence une augmentation du gradient de température profond en s'éloignant du front du Houiller (*cf. fig. 3.5*). D'ouest en est, on observe un gradient :

- nul dans le forage F53 ;
- de  $11,5^{\circ}\text{C}$  par km dans le forage F15 ;
- d'environ  $17^{\circ}\text{C}$  par km dans les forages F18 et F19 ;
- de  $23^{\circ}\text{C}$  par km dans le forage F59 ;
- de  $30^{\circ}\text{C}$  par km dans le forage F133.

Le forage F52 situé à l'ouest de la zone froide repérée dans les forages F81 et F53 présente aussi un gradient faible de  $15^{\circ}\text{C}$  par km.

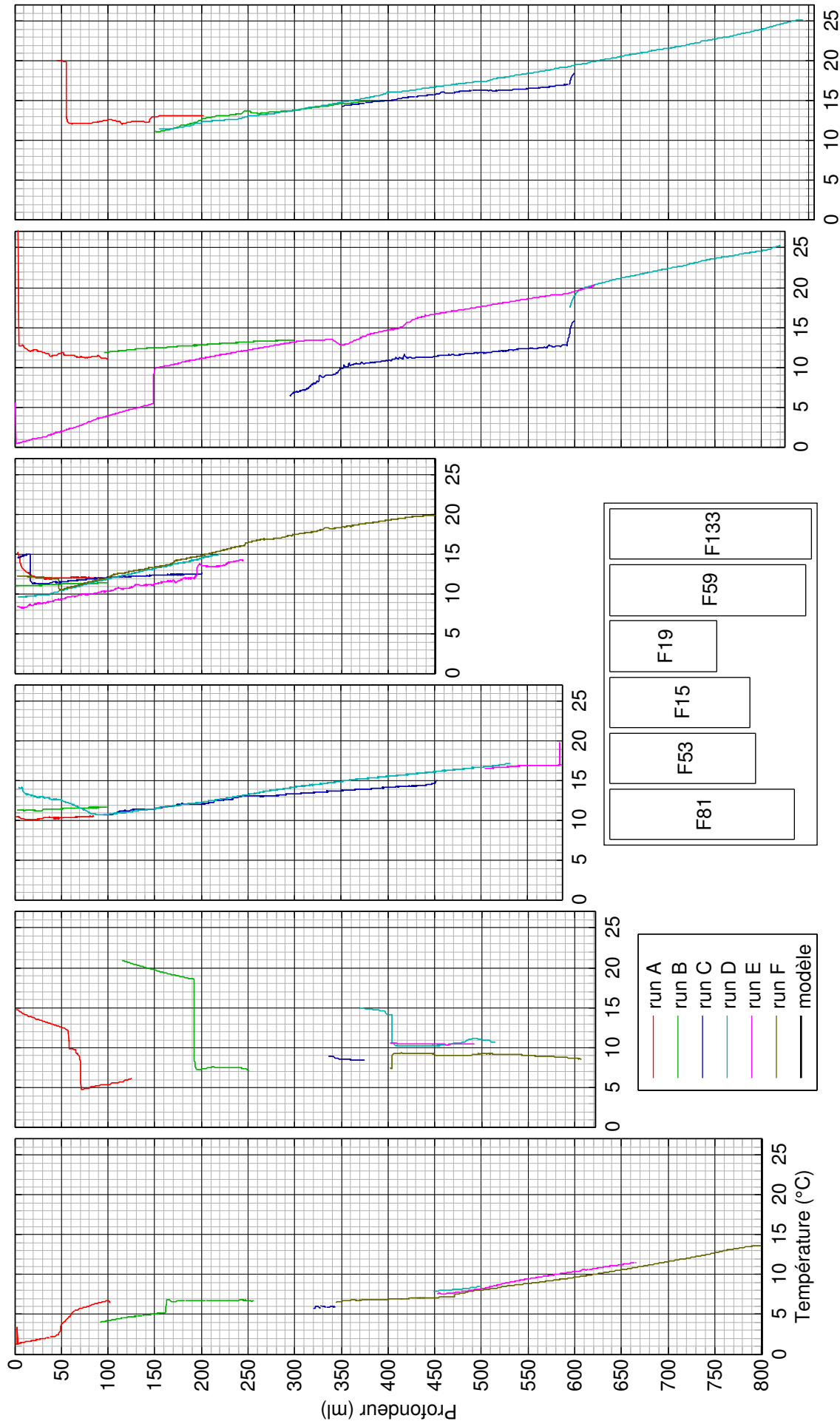


**FIGURE 3.5** – Gradient thermique apparent dans les forages du Houiller [d'après Ménard *et al.*, 2010]. Les gradients augmentent d'ouest en est à proximité du front du Houiller (F53, F15, F18, F19, F59 et F133).

### Contexte hydrogéologique et hypothèse sur la présence d'une circulation profonde

La perturbation thermique mise en évidence ci-dessus ne peut s'expliquer que par la présence de circulations d'eau à grande profondeur, il est donc nécessaire de rappeler le contexte hydrogéologique et de formuler des hypothèses sur les circulations.

Le front du Houiller est bordé à l'ouest par les terrains du Sub-Briançonnais et à l'est par le Houiller externe ou unité des Encombres. Les terrains Sub-Briançonnais sont, pour la plupart, peu perméables, seuls les calcaires du Dogger sont potentiellement aquifères. Les mesures de perméabilité effectuées dans le fond du forage F81 montrent que les marnes calcaires du Jurassique supérieur ont une perméabilité de l'ordre de  $10^{-8}$  ou  $10^{-9}\text{ms}^{-1}$ . Les gypses qui constituent le front du Houiller peuvent aussi être affectés par des circulations [Rampnoux, 2000]. Le Houiller externe est moins gréseux et moins métamorphisé que le reste

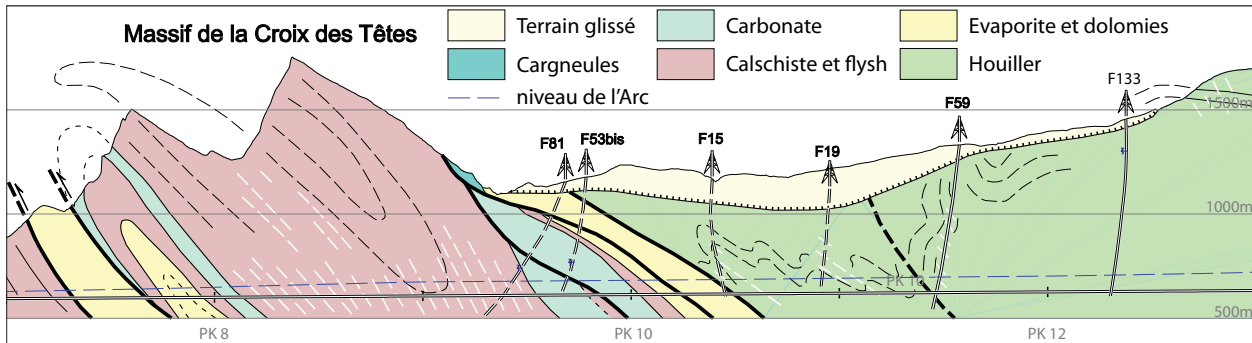


**FIGURE 3.6** – Mesure de températures dans les forages alignés sur le tracé de projet de tunnel à proximité du front du Houiller. Les forages F81 et F53 montrent une zone froide à grande profondeur. Au fur et à mesure que les forages s'éloignent de cette zone froide (F15, F19, F59 puis F133) le gradient des forages augmente. Les forages F15 et F19 mais aussi le forage F18 non représenté, ont un gradient qui diminue avec la profondeur. Cette baisse montre que le forage se rapproche de la zone froide en profondeur.



du Houiller. Il se caractérise donc par une faible perméabilité comme le montre la dizaine de mesures de perméabilité proches de  $10^{-9}ms^{-1}$ .

Les différentes hypothèses sur la structure géologique sont décrites à la section 2.1. Barthelemy et Buscarlet [2007] proposent une coupe hydrogéologique le long du projet de tunnel basé sur les levées de forage et sur l'hypothèse que le pli du Château est une synforme (*cf. fig. 3.7*). Les températures froides sont observées dans les forages F81 et F53 dans les calcaires en dessous des formations évaporitiques. Ceci nous permet d'affirmer que des circulations sont actives dans les calcaires.



**FIGURE 3.7** – Coupe hydrogéologique du Sub-Briançonnais et du Houiller externe [d'après Barthelemy et Buscarlet, 2007].

Les forages ont mis en évidence que les calcaires du Dogger sont séparés en deux compartiments par une faille contenant environ 5m d'argile. Nous supposons qu'elle sépare les calcaires formant le flanc est du pli du Château (compartiment bas) et les calcaires formant le Pas du Roc (compartiment haut). Les températures froides sont observées dans les deux compartiments dans le forage F53 et dans le compartiment haut et la moitié supérieure du compartiment bas dans le forage F81. Ceci nous permet de supposer que des circulations sont présentes dans les calcaires du compartiment bas, mais ne permet pas d'exclure la présence de circulations dans le compartiment haut.

Dans le forage F81, le niveau d'eau se stabilise à 470ml soit environ 740m ngf et à une soixantaine de mètres au-dessus du niveau de l'Arc. À cette cote le forage est situé dans le compartiment inférieur des calcaires. Ce niveau d'eau en forage ne semble pas représentatif des calcaires du compartiment inférieur. Sur les soixante-dix mètres où le forage traverse le compartiment de calcaire aucun indice ne suggère la présence de fractures hydrauliquement actives. Les conductivités de l'eau dans le forage varient nettement ce qui laisse supposer que l'eau est stagnante. On peut donc supposer que le forage n'a pas rencontré de fractures dans lesquelles les circulations se produisent.

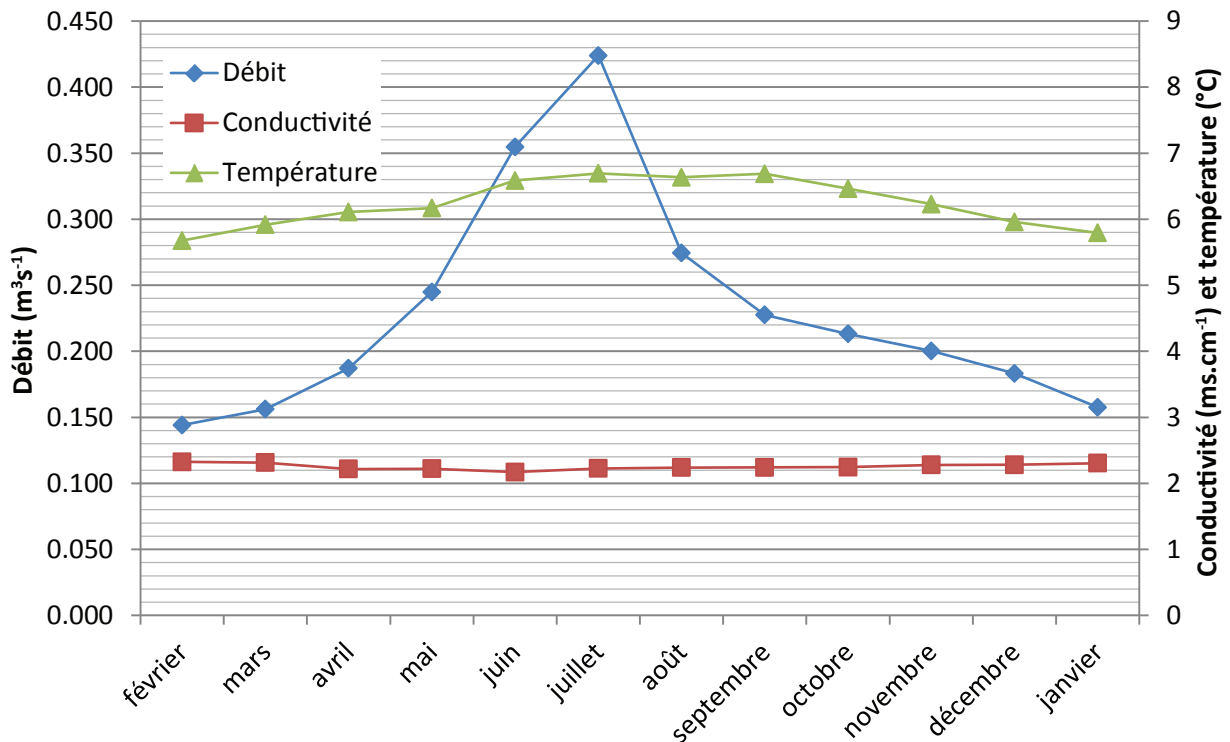
Dans le forage F53 le niveau d'eau se stabilise aux environs de 770m ngf (405ml), dans le compartiment haut des calcaires. Cette stabilisation s'effectue au-dessus de deux pertes signalées par le foreur à environ 410 et 455ml qui correspondent à des fractures bien visibles sur les diagraphies soniques. Ce niveau d'eau pourrait être un niveau dynamique résultant d'un équilibre entre les pertes et des remontées d'eau du compartiment de calcaire bas. Cette hypothèse est étayée par les mesures de « micromoulinet Heat Pulse » qui indiquent un débit remontant entre 150 et 250l par heure et par la conductivité qui est relativement stable entre le fond du forage et la première perte. Toutefois, il n'y a pas de mesure de charge sous la faille qui permette de confirmer cette hypothèse.

Trois sources ont été suivies mensuellement dans la forêt de Beaune par la société LTF.

Ces trois sources sont des résurgences de la source-perte des Planchettes située plus en amont dans les gypses (*cf. fig. 3.9*). La présence de ces sources et de dolines au Petit Col des Encombres [Durand *et al.*, 2013] atteste de l'existence de circulations dans les évaporites du front du Houiller. Toutefois aucun argument ne permet d'affirmer que ces circulations s'effectuent en profondeur.

Le débit moyen entre 1996 et 2008 de l'ensemble des trois sources suivies est d'environ  $230\text{ls}^{-1}$  avec un maximum au mois de juillet autour de  $420\text{ls}^{-1}$  et un minimum en février autour de  $150\text{ls}^{-1}$ . La conductivité d'environ  $2250\mu\text{Scm}^{-1}$ . Les températures varient peu au cours de l'année entre  $5,7^\circ\text{C}$  et  $6,7^\circ\text{C}$  (*cf. fig. 3.8*).

Ces sources sont supposées être aussi l'émergence du karst de la Croix des Têtes, mais aucun traçage n'a pu être entrepris pour le vérifier [Durand *et al.*, 2013]. Ceci est d'autant plus probable que la surface de bassin d'alimentation qui permet d'expliquer les débits mesurés est importante. Avec 1000mm de pluie efficace le bassin d'alimentation devrait faire  $7\text{km}^2$  ce qui est plus que la surface du versant qui surmonte les sources entre la Croix des Têtes et le Grand Perron des Encombres.



**FIGURE 3.8** – Débit, température et conductivité des sources (moyenne sur la période 1996-2008).

Il est probable que ces sources de débordement soient en relation avec la zone froide repérée en forage. Nous n'avons aucun indice sur le lieu d'émergence des eaux qui s'enfoncent en profondeur. Deux hypothèses principales peuvent être formulées. La première hypothèse est que les eaux émergent sous les formations superficielles, à proximité de Saint-Martin la Porte. La deuxième est que les eaux passent la faille argileuse et rejoignent les calcaires qui forment le Pas du Roc où elles s'écoulent dans un aquifère libre vers l'Arc.

Ménard *et al.* [2010] proposent une autre hypothèse. Ils proposent que cette zone froide soit la zone d'alimentation d'une circulation hydrothermale dont l'émergence serait située



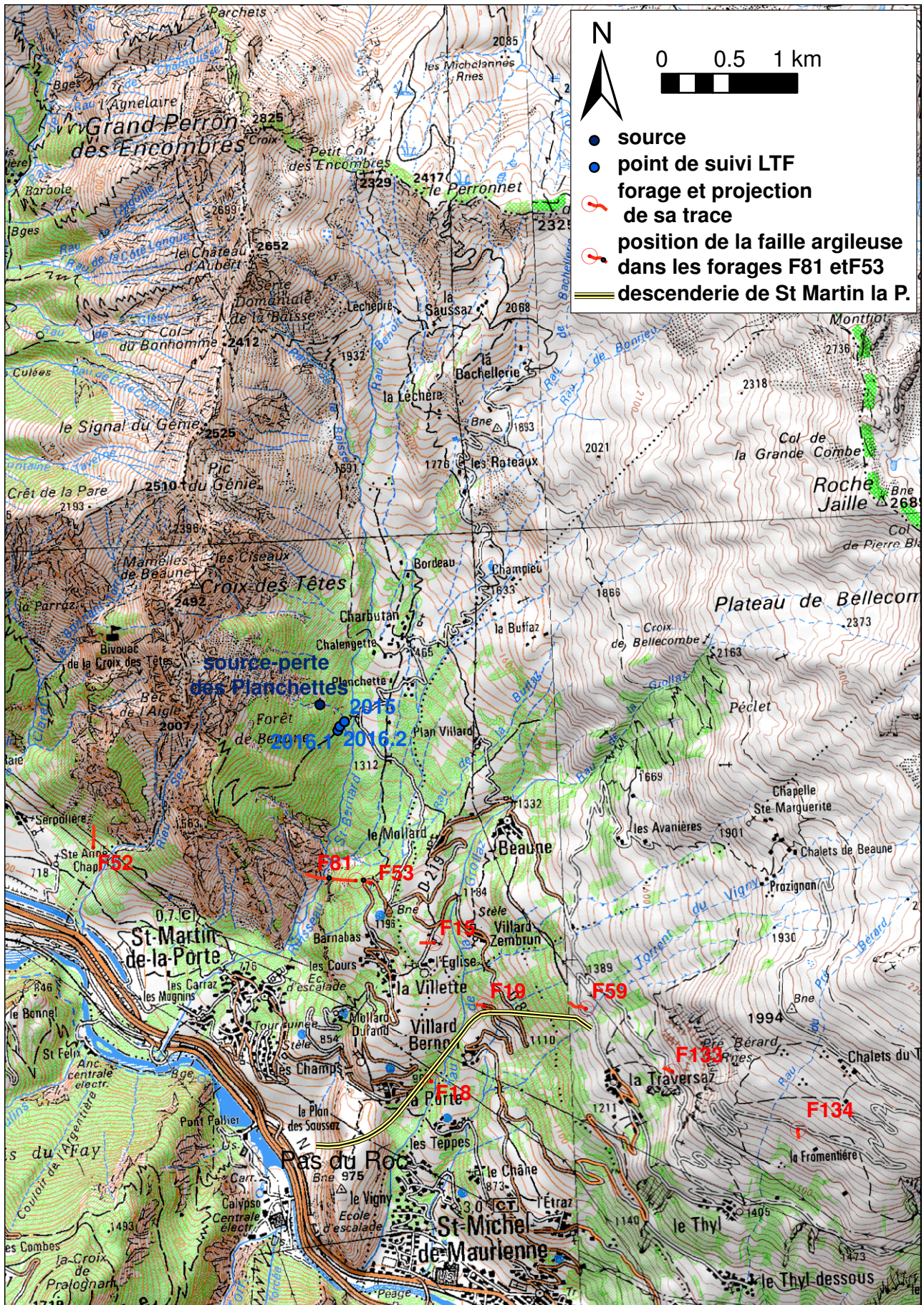


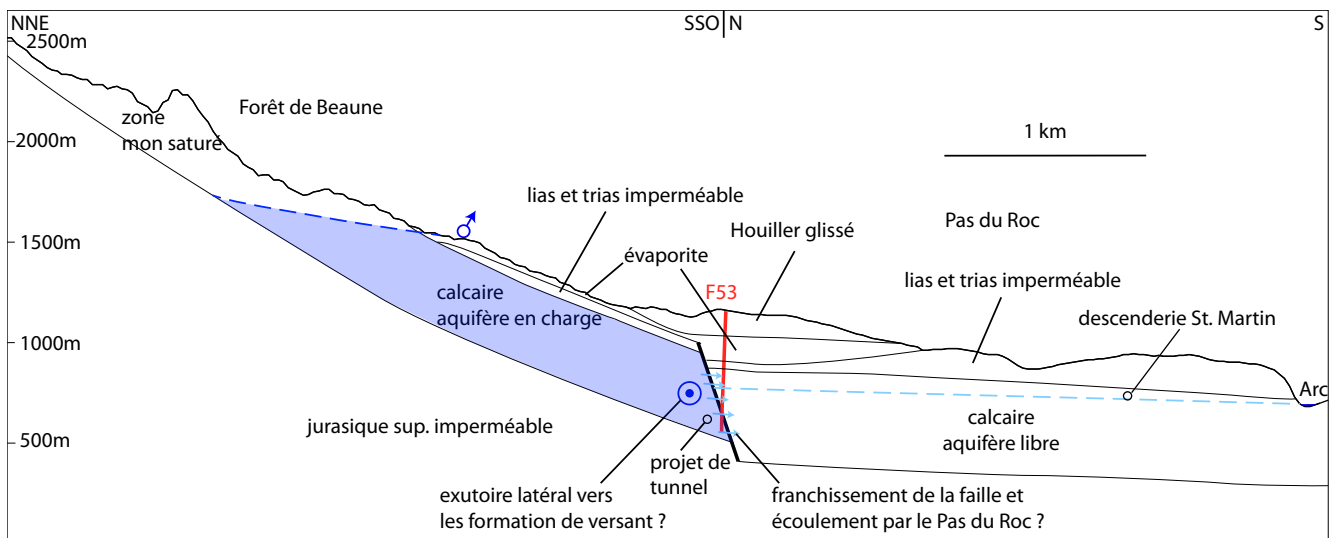
FIGURE 3.9 – Carte de la zone d'étude à proximité du front du Houiller. On peut voir la localisation des forages, de la descenderie et des sources.



dans le secteur de la descenderie de La Praz. Ce secteur est caractérisé par des gradients thermiques anormalement forts atteignant  $70^{\circ}\text{C}$  par km dans le forage F32 (*cf. fig. 3.5*). Cette hypothèse ne nous semble pas à privilégier étant donné qu'elle suppose des circulations profondes dans les anhydrides considérés comme imperméables à grande profondeur [Rampnoux. 2000]. De plus, cette hypothèse suppose une augmentation du gradient thermique d'ouest en est qui n'est pas compatible avec les gradients observés dans les forages F134 et F135 notamment.

L'ensemble de ces éléments nous permet de proposer un schéma hydrogéologique présenté ci-dessous et à la figure 3.10 expliquant la zone froide observée en profondeur. Toutefois, les éléments permettant de contraindre la localisation des écoulements sont faibles et d'autres hypothèses pourraient être formulées.

Les formations calcaires et évaporitiques entre la Croix des Têtes et le Grand Perron des Encombres mais aussi probablement des terrains au-delà du Petit Col des Encombres, forment un aquifère. Les écoulements dans la partie aval de cet aquifère s'effectuent dans les calcaires et sont partiellement bloqués par une faille comportant plusieurs mètres d'argile repérée dans les forages F53 et F81. Les sources de la forêt de Beaune sont des sources de débordement de cet aquifère. Une partie des eaux continue son écoulement en profondeur et émerge soit dans les formations superficielles à proximité de Saint-Martin la Porte, soit continue son parcours dans les calcaires formant le Pas du Roc avant de rejoindre l'Arc.



**FIGURE 3.10** – Coupe hydrogéologique schématisant les circulations à proximité du front du Houiller. L'impluvium est constitué par la Forêt de Beaune, l'ensemble du versant entre la Croix des Têtes et le Grand Perron des Encombres et probablement des terrains au-delà du Petit Col des Encombres. La source des Planchettes est un trop plein de l'aquifère qui devient captif en dessous. Des eaux circulent en profondeur créant la zone froide profonde. Elles sont évacuées soit latéralement à la coupe vers des formations de versant soit vers les calcaires du Pas du Roc avant de rejoindre l'Arc et sa nappe d'accompagnement.

### Discussion sur l'état thermique du massif

Nous avons vu que les forages du Sub-Briançonnais et du Houiller externe montrent une anomalie thermique majeure. Des circulations en profondeur dans les calcaires du Dogger

les plus à l'est dans le Sub-Briançonnais semble être la source de cette anomalie thermique qui s'étend sur une distance d'environ deux kilomètres à l'est du point source. À l'ouest, l'extension de l'anomalie thermique n'est pas contrainte par manque de données.

D'un point de vue thermique deux hypothèses peuvent être faites, soit le massif est en équilibre thermique, en régime permanent, soit l'état thermique du massif est en cours d'évolution, en régime transitoire.

Dans l'hypothèse d'un massif en régime thermique permanent, le débit peut être estimé en fonction de l'amplitude de l'anomalie thermique. Par exemple, Maréchal et Perrochet [2001] proposent une solution analytique pour calculer le débit dans une fracture verticale à partir de données de températures en profondeur sur une horizontale. Une démarche proche basée sur la modélisation pourrait permettre de contraindre les écoulements.

Toutefois nous pensons que le massif est en régime thermique transitoire. Des études ont montré que, dans les Alpes, le régime thermique permanent n'était pas compatible avec l'état thermique des massifs et l'intensité des circulations constatée [Gallino *et al.* 2009; Thiebaud *et al.* 2010, par exemple]. Il devient alors difficile de contraindre les écoulements à partir de la thermique car la durée des circulations et le débit influent sur la perturbation thermique. C'est pourquoi au vu du peu d'éléments hydrogéologiques dont nous disposons sur la zone de circulation froide, nous n'aborderons que le transfert thermique purement conductif créé par la zone froide. Cette étude sera développée dans le chapitre 4.

### 3.2.3 Gradients en conduction de la série siliceuse de Vanoise

Nous nous intéressons ici à la thermique de la série siliceuse de Vanoise. En particulier aux relations entre la thermique en conduction dans les parties profondes et l'état thermique de l'aquifère qui surmonte cette zone.

Monin [1998a,b] a effectuée une étude sur l'hydrogéologie du secteur de Modane-Avrieux de la zone Vanoise en s'appuyant sur les données de diagraphie et de sismique de puits.

Elle a mis en évidence une zone très perméable au voisinage de la surface, la zone décomprimée. En profondeur la sismique de puits a permis de mettre en évidence deux familles de réflecteurs à forts pendages qui sont interprétées comme des fractures ou des zones de fractures contenant de l'eau (*cf. fig. 3.11*). Les essais d'eau montrent que ces zones de fracture sont peu perméables, elle les qualifie « d'aquifère stagnant ».

Monin [1998a,b] constate aussi deux types d'évolution thermique avec la profondeur. Le premier type se caractérise depuis la surface par un gradient nul suivi brutalement par un gradient dit normal. Le second montre le passage à un gradient intermédiaire entre le gradient nul et gradient dit normal (*cf. fig. 3.12*).

Le premier type de profil thermique est expliqué par la présence d'une zone décomprimée à circulation d'eau rapide proche de la surface dans laquelle la température est constante. Cette zone décomprimée surmonte une zone profonde sans circulation à gradient thermique normal.

Deux hypothèses sont avancées pour expliquer le deuxième type de profil thermique. La première est le passage progressif d'un milieu à circulation rapide à un milieu sans circulation qui induit une augmentation progressive du gradient de température. La deuxième est une géométrie complexe de l'interface entre la zone décomprimée et la zone profonde qui induit des variations progressives de gradient dans la zone sans circulation (*cf. fig. 3.12*).

Dans notre travail nous nous intéressons à l'ensemble des forages situés dans la série siliceuse de Vanoise. Dans un premier temps nous généraliserons le constat sur les profils

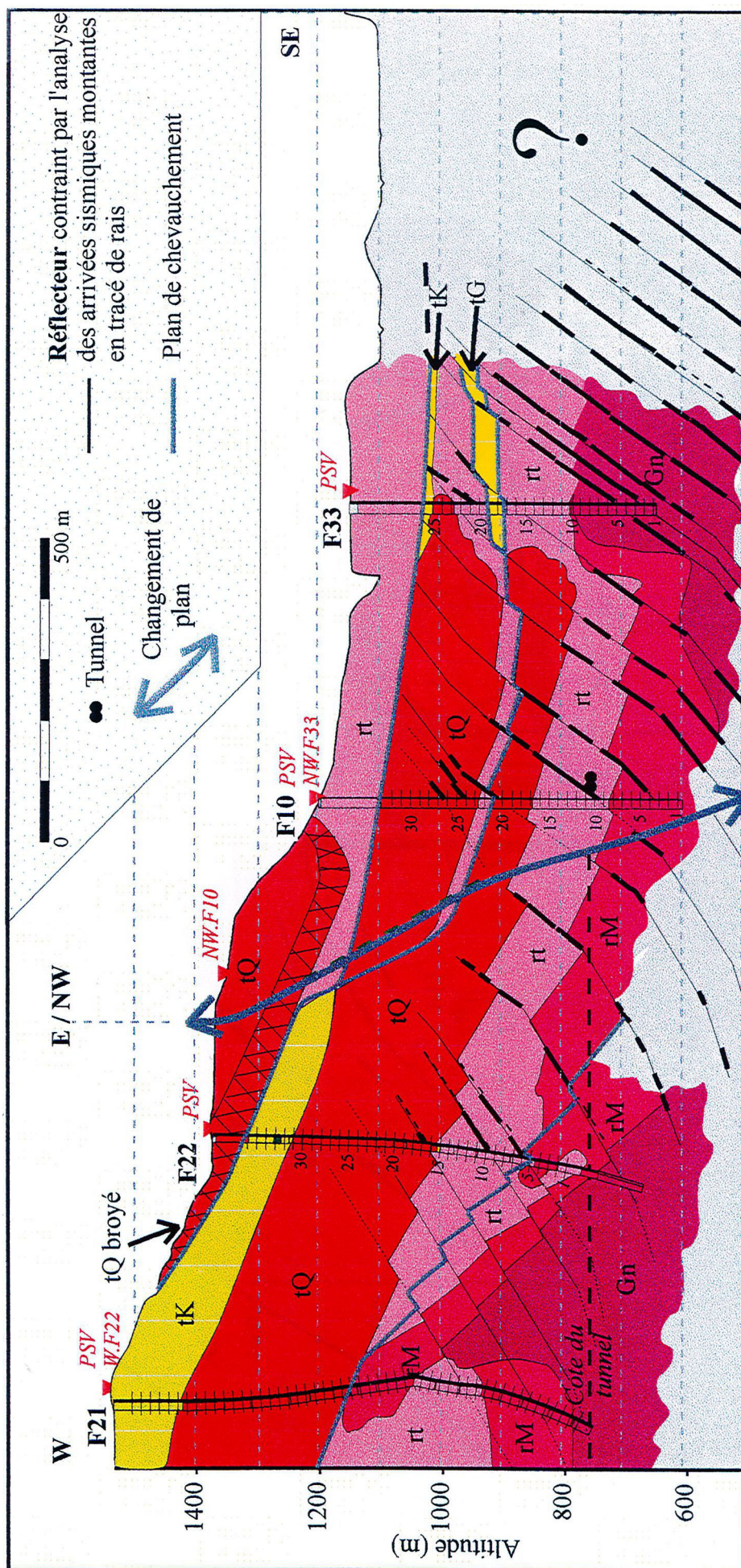
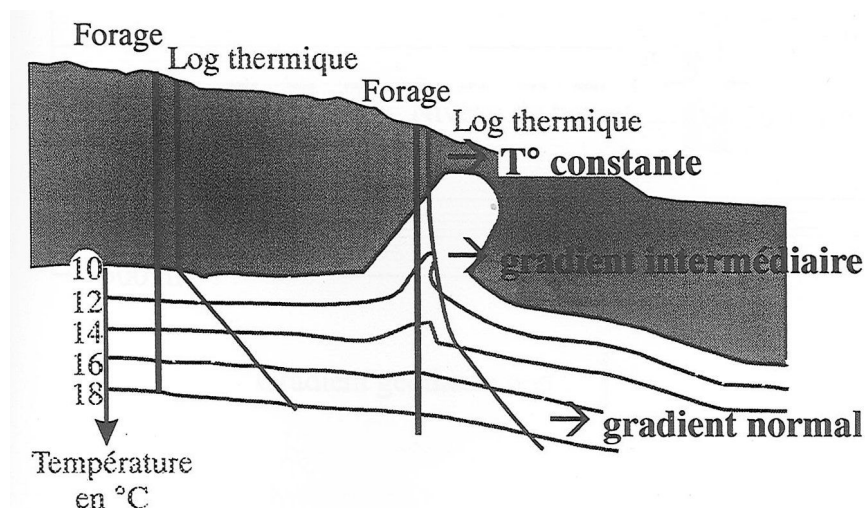


FIGURE 3.11 – Coupe géologique réalisée d'après la modélisation des PSV et PSO associés aux forages F21, F22, F10 et F33 [d'après Monin, 1998b].





**FIGURE 3.12** – Schéma de principe permettant d'expliquer les gradients de température dans le secteur de Modane-Avrieux [d'après Monin. 1998b]. La zone grisée correspond à des circulations rapides à gradient thermique nul. La zone blanche correspond à la zone en conduction, les lignes matérialisent les lignes d'isothermes. La géométrie complexe de l'interface peut expliquer une variation progressive du gradient de température.

thermiques de la zone d'étude. Par la suite nous formulerons de nouvelles hypothèses permettant d'expliquer ce constat et nous discuterons l'ensemble des hypothèses.

### Profils thermiques observés dans la série siliceuse de Vanoise

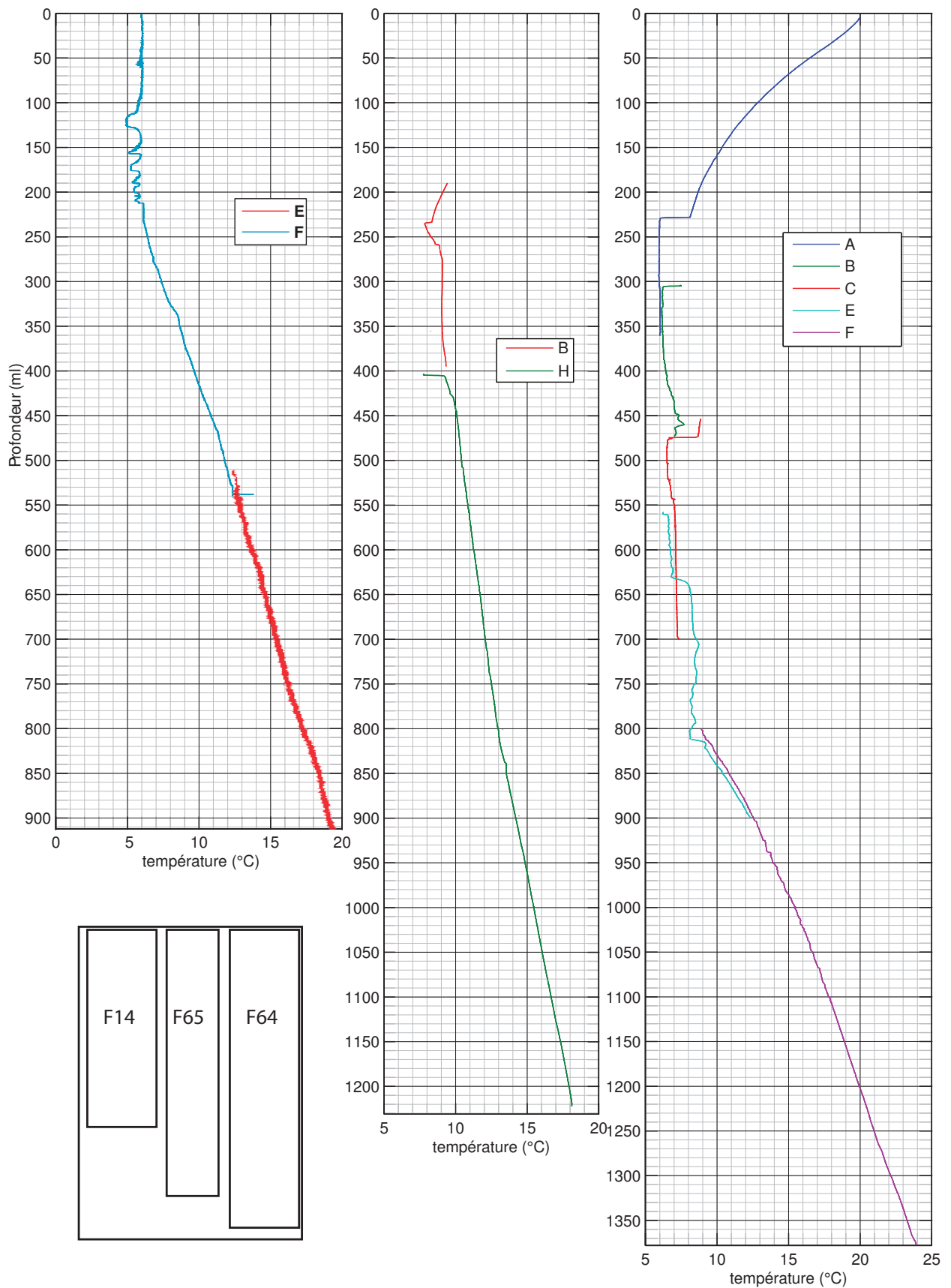
Trente forages ont été effectués dans la série siliceuse de Vanoise. Deux d'entre eux, horizontaux, ne peuvent être utilisés dans cette étude et deux autres, d'une longueur inférieure à cinquante mètres, n'ont pas fait l'objet de diagraphie.

Sur les vingt-six forages restants (cf. tableau 3.1), deux de ces forages sont perturbés par des circulations d'eau induites par le forage. Neuf ne sont pas exploitables dans cette étude car ils sont trop courts et/ou souffrent d'un manque de données (cf. tableau 3.1).

Sur les quinze forages exploitables pour l'étude des relations entre la thermique de la zone à circulation d'eau rapide et la thermique de la zone en conduction, onze montrent une variation progressive de gradient sous la zone à gradient nul (F14, F65, F25, F24, F11, F22, F80, F43, F17, F56 et F57; cf. tableau 3.1 et figures 3.13, 3.14 et 3.15). Le forage F64 montre un passage brutal d'un gradient thermique nul à un gradient thermique supérieur à la normale qui diminue progressivement vers un gradient normal (cf. fig. 3.13). Deux forages (F23 et F21) montrent une transition brutale d'un gradient nul à un gradient normal (cf. fig. 3.14) et le dernier (F10) montre un passage brutal à un gradient légèrement inférieur à la normale puis une augmentation progressive (cf. tableau 3.1 et figure 3.15).

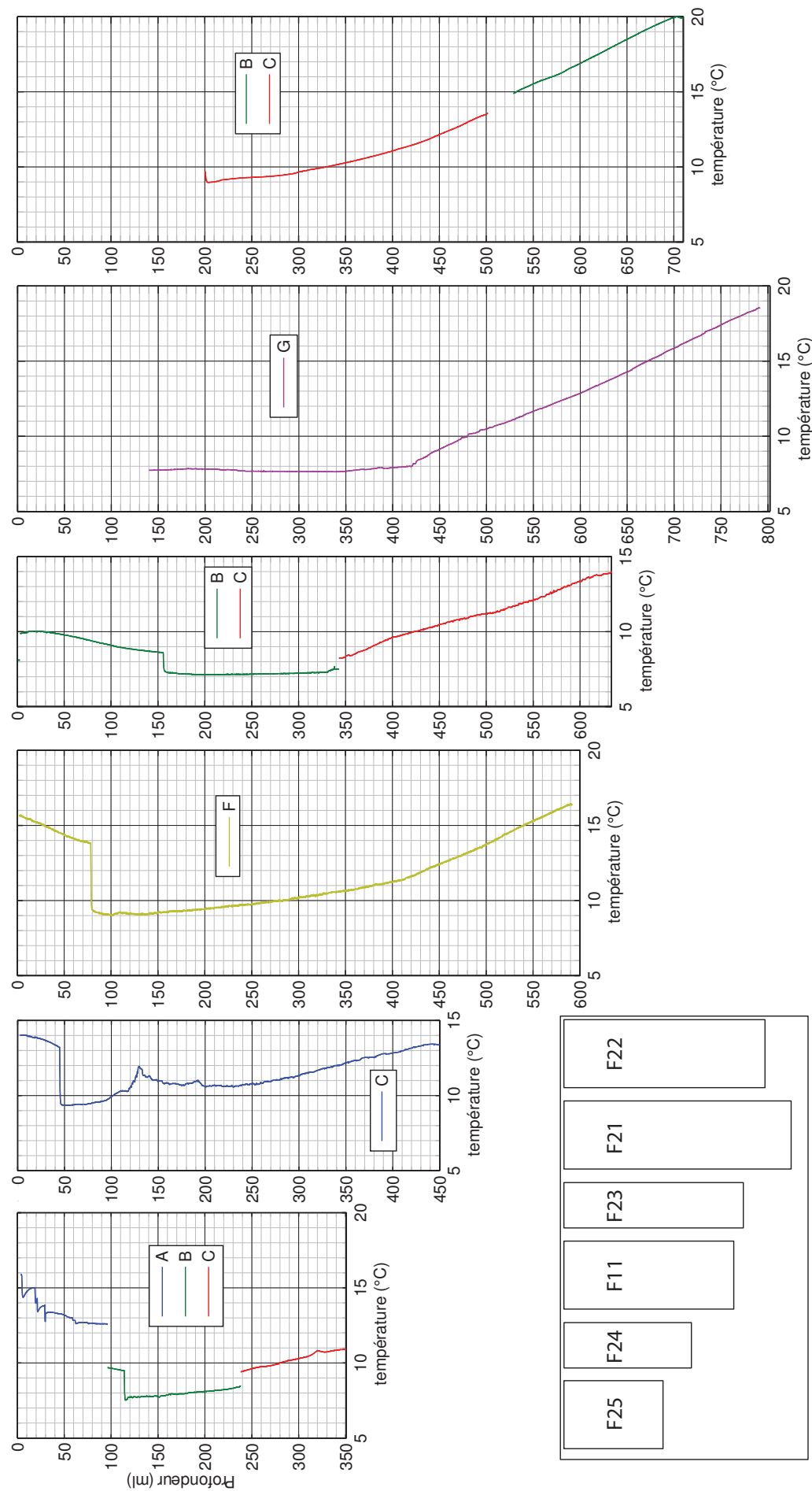
Sur les trois forages qui montrent une transition brutale d'un gradient thermique nul à un gradient normal ou proche de la normale, deux peuvent s'expliquer par des circulations induites par le forage sur quelques dizaines de mètres de hauteur.

Les diagraphies dans le forage F21 montrent une brusque augmentation de la vitesse des ondes P à 390ml qui est confirmée par la sismique de puits. Ceci laisse supposer une limite des circulations naturelles à cette cote, les diagraphies thermiques montrent pourtant une zone froide jusqu'à 420-430ml. Les mesures de flux d'eau dans le forage montrent que cette

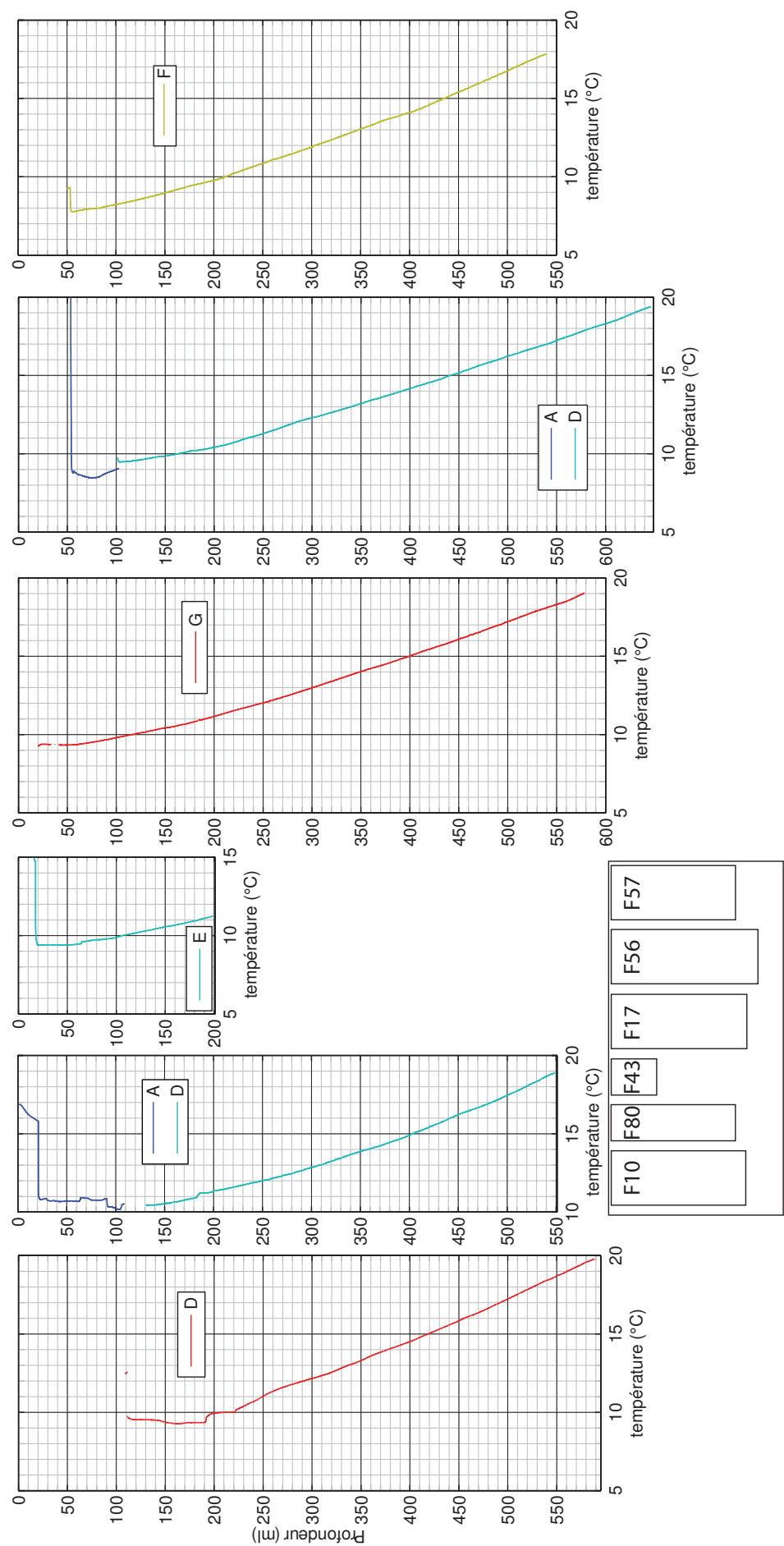


**FIGURE 3.13** – Profils de températures des forages F14, F65 et F64. Seuls les run choisis comme références pour l'étude des gradients sont représentés.

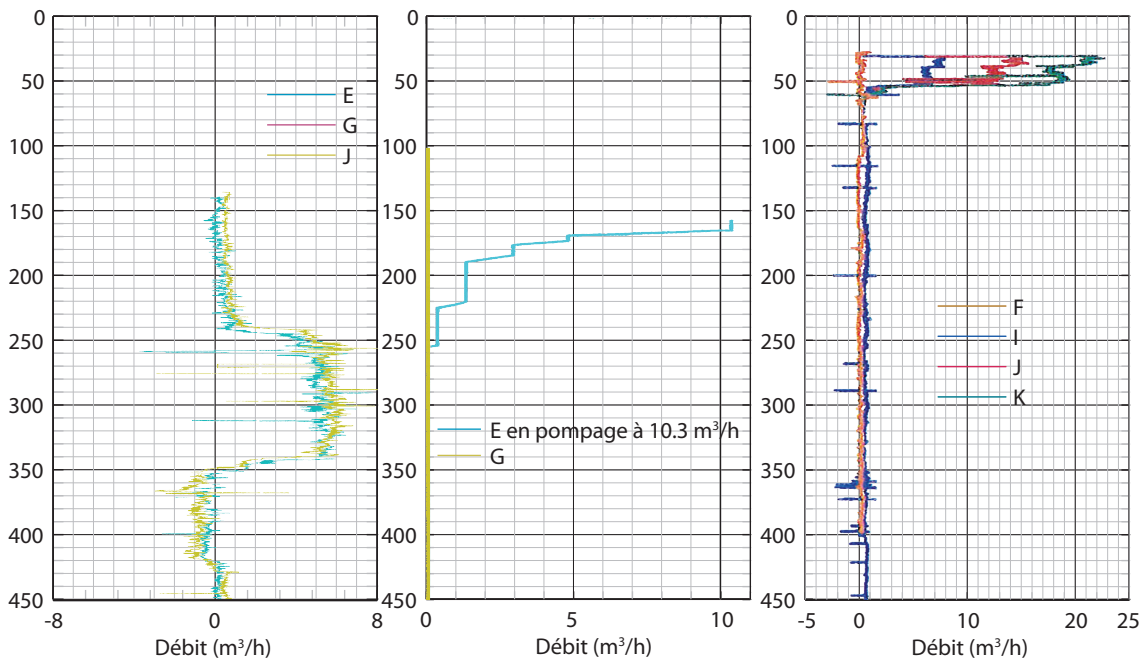




**FIGURE 3.14** – Profils de températures des foragess F25, F24, F11, F23, F21 et F22. Seuls les run choisis comme références pour l'étude des gradients sont représentés.



**FIGURE 3.15** – Profils de températures des forages F10, F80, F43, F17, F56 et F57. Seuls les run choisis comme références pour l'étude des gradients sont représentés.



**FIGURE 3.16** – Diagraphies de micromoulinet pour les forages F21 (à gauche), F10 (au centre) et F17 (à droite).

zone absorbe de l'eau qui provient de 350ml (*cf. fig. 3.16*). En condition naturelle on peut supposer que la zone à 420-430ml n'est pas hydrauliquement active. La thermique de la zone 390-430ml est donc perturbée par des circulations descendantes qui masquent la transition progressive de gradient.

Les diagraphies de température du forage F10 montrent une absence de gradient de température jusqu'à 220ml. La sonique montre une augmentation des vitesses entre 200 et 220ml. Les vitesses de tranche de la sismique de puits montrent quant à elle une augmentation plus brutale autour de 200ml. Les diagraphies de micromoulinet en pompage mettent en évidence que la zone au-dessus de 190 ml fournit la plus grande part du débit (*cf. fig. 3.16*). En conditions naturelles, le micromoulinet ne permet pas la détection de circulations. Nous pouvons supposer que les températures froides entre 200 et 220 ml sont liées à des circulations suffisamment faibles pour ne pas être détectables par diagraphie de micromoulinet.

Le cas du forage F23 est moins évident. L'augmentation progressive de la sonique entre 275 et 360ml ne nous permet pas de conclure. Les températures froides entre 275 et 330ml peuvent être interprétées soit comme l'effet de circulations induites par le forage soit comme l'effet de circulations naturelles dans la zone décomprimée.

Pour conclure, sur les quinze forages exploitables pour déterminer le profil thermique dans la série siliceuse de Vanoise, onze montrent un passage progressif d'un gradient nul à un gradient normal. Sur les trois forages qui ne montrent pas ce type de profil, deux sont probablement perturbés par des circulations d'eau liées au forage qui masquent cette transition progressive. Le forage F64 montre un profil thermique atypique avec un gradient nul qui passe brutalement à un gradient supérieur à la normale puis diminue progressivement.

**Tableau 3.1** – Récapitulatif des forages de la série siliceuse de Vanoise : type de variation de gradient de température observé, type de variation de vitesse des ondes P déduit des diagraphies soniques et/ou de la sismique de puits et ordre de grandeur des perméabilités (en  $\text{m.s}^{-1}$ ) mesurées dans la zone décomprimée et dans la zone profonde. Le nombre entre parenthèse derrière la perméabilité indique le nombre d'espace mesuré.

Forage	variation de gradient thermique	variation de la vitesse des ondes P	mesure perméabilité	
			zone dec.	zone profonde
F14	progressive croissante	manque de données	/	/
F65	progressive croissante	brutale	/	$10^{-9} - 10^{-10}$ (2)
F20	perturbation circulation induite	probablement brutale	/	$10^{-7} - 10^{-9}$ (2)
F64	progressive décroissante	lacune dans les données	/	/
F9	manque de données	manque de données	/	/
F26	manque de données	manque de données	/	/
F26bis	manque de données	manque de données	/	/
F25	progressive croissante	probablement brutale	/	$10^{-7}$ (2)
F45	trop court : gradient nul	probablement brutale	/	/
F46	trop court : gradient nul	brutale	/	/
F47	trop court : gradient nul	probablement progressive	/	$10^{-8} - 10^{-9}$ (3)
F24	progressive croissante	brutal a 100 ml et progressif sur 20 ml à 200ml	/	$10^{-9}$ (1) ; $10^{-6}$ (1 palier intermédiaire de vitesse)
F11	progressive croissante	brutal	/	/
F23	brutale	progressive sur 100ml	/	$10^{-9}$ (3)
F21	brutale	brutale	$10^{-5} - 10^{-6}$ (1)	$10^{-10}$ (2) ; $10^{-7}$ (2 sur zone de plus faible Vp)
F79	manque de données	manque de données	/	/
F42	trop court : gradient nul	manque de donnée	$10^{-8}$ (1)	/
F22	progressive croissante	brutale	/	$10^{-6} - 10^{-10}$ (2)
F10	brutal puis progressive croissante	brutal (PSV) progressif sur 20 ml (sonique)	$10^{-4}10^{-5}$ (2)	$10^{-11}$ (1)
F28	manque de données	manque de données	/	/
F33	perturbation circulation induite	brutale	/	$10^{-9}$ (2) ; $5.10^{-8}$ (1 sur fracture)
F80	progressive croissante	brutale	/	$10^{-10} - 10^{-11}$ (4) ; $5.10^{-8}$ (1 sur fracture)
F43	progressive croissante	brutale	/	$10^{-8} - 10^{-9}$ (8) ; $6.10^{-7}$ (1 sur fracture)
F17	progressive croissante	manque de données (1° géophone à 110 ml	$> 10^{-5}$ (1)	$10^{-12} - 10^{-18}$ (1)
F56	progressive croissante	progressive sur 20ml	/	$< 10^{-9}$ (5)
F57	progressive croissante	probablement brutale	$10^{-5} - 10^{-4}$ (1)	$< 10^{-9}$ (1)

## Phénomène pouvant expliquer les profils thermiques

L'hypothèse d'un effet du relief de surface peut être exclue car la majorité des données dont nous disposons sont situées en pied de versant et devraient donc montrer une diminution du gradient avec la profondeur et non pas une augmentation comme c'est le cas (*voir section 1.2 et Henry et Pollack [1985] par exemple*).

Nous rappelons que Monin [1998a,b] a émis deux hypothèses pour expliquer les profils thermiques passant progressivement d'un gradient nul à un gradient normal. La première est une diminution progressive de l'intensité des circulations en profondeur. La deuxième est une surface de l'interface entre la zone décomprimée et la zone profonde complexe et irrégulière créant un effet thermique 2D ou 3D.

Deux autres hypothèses peuvent permettre d'expliquer les profils thermiques observés. Elles supposent toutes les deux un état thermique transitoire provoqué par une variation de la condition aux limites de la zone en conduction (zone profonde).

La première est l'activation des circulations de sub-surface telles qu'elles sont observées actuellement. Cette activation s'est probablement faite à la fin de la période glaciaire comme dans le cas des systèmes hydrothermaux [Gallino *et al.* 2009; Thiebaud *et al.* 2010, par exemple]. Selon le gradient thermique initial et la profondeur atteinte par les circulations, l'effet thermique à la base des circulations au sein de la zone décomprimée peut être soit un réchauffement, soit un refroidissement, soit une absence de changement (*cf. fig. 3.17*). La modification éventuelle de la température va se propager progressivement dans la zone en conduction en créant de manière transitoire une variation progressive du gradient avec la profondeur.

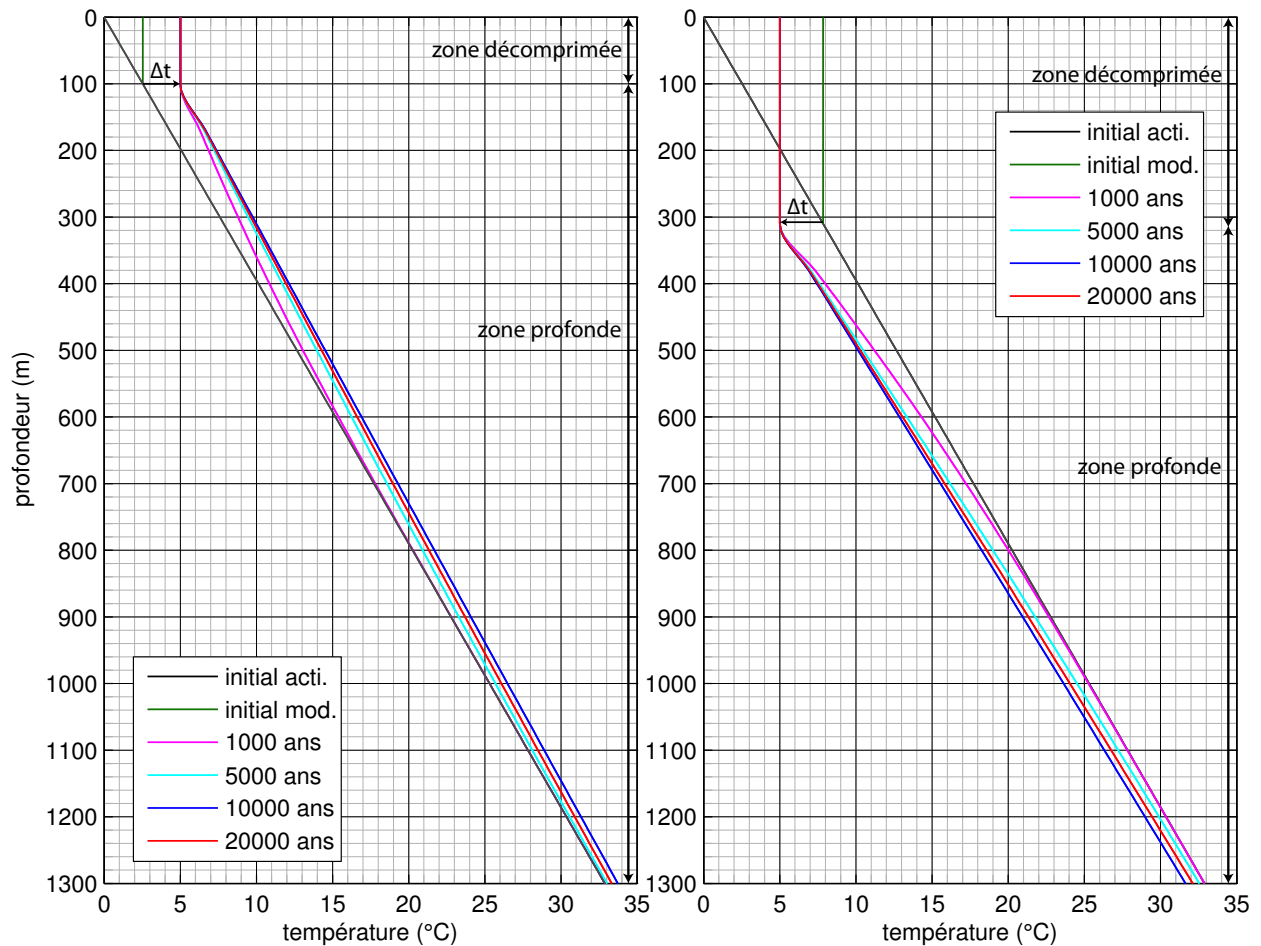
La seconde est une modification de la température des circulations. Cette température est la condition aux limites de la zone en conduction sous-jacente. Comme dans le cas précédent, une modification de la température va se propager progressivement dans la zone en conduction en créant de manière transitoire une variation progressive du gradient avec la profondeur (*cf. fig. 3.17*).

Ces quatre hypothèses doivent être examinées de manière critique afin de déterminer la plus probable.

L'hypothèse d'une diminution progressive de l'intensité des circulations semble pouvoir être écartée. Les vitesses des ondes P données par les diagraphies soniques et par la sismique de puits montrent, dans l'ensemble, un passage brutal d'un milieu lent à un milieu rapide. Ce paramètre étant lié à l'ouverture du massif (*cf. point 2.3.1*), nous pouvons privilégier l'hypothèse d'un passage brutal d'un aquifère à circulation rapide (zone décomprimée) à une zone faiblement perméable (zone profonde).

Dix-neuf forages de la zone ont des données de sonique et/ou de sismique de puits (*cf. tableau 3.1 et figures 3.18, 3.19 et 3.20*). Huit forages montrent un passage brutal d'un milieu ouvert (à vitesse des ondes lente) à un milieu fermé (à vitesse des ondes rapide). Cinq autres forages (F20, F25, F45, F10 et F57) appartiennent probablement aussi à cette catégorie mais une lacune dans les données ne nous permet pas d'être affirmatif. Les données du forage F64 et F17 ne permettent pas de faire d'hypothèses. Toutefois, les données de température pour le F64 (*cf. fig. 3.13*) et de micromoulinet pour le F17 (*cf. fig. 3.16*) en pompage laissent supposer une fermeture rapide du milieu pour ces deux forages.

Les diagraphies soniques des forages F23 et F56 montrent un passage progressif d'un milieu ouvert à un milieu fermé. Cette transition se fait respectivement sur une longueur de 100 et 20 m. Les mesures de sonique sur le forage F47 montrent une augmentation progressive des vitesses, toutefois sa faible longueur ne permet pas d'observer la stabilisation



**FIGURE 3.17** – Exemple théorique de l'effet thermique sur la zone en conduction de l'activation des circulations dans la zone décomprimée ou d'une modification de la température dans celle-ci. Les profils thermiques initiaux dans le cas d'une activation de circulation (initial acti.) ou d'une modification de la température de la zone décomprimée (initial mod.) sont respectivement en gris et en vert. Selon la température des eaux qui circulent dans la zone décomprimée et l'épaisseur de celle-ci, l'activation des circulations peut créer un réchauffement (à droite) ou un refroidissement (à gauche). Une modification de la température de la zone décomprimée peut créer les mêmes effets.

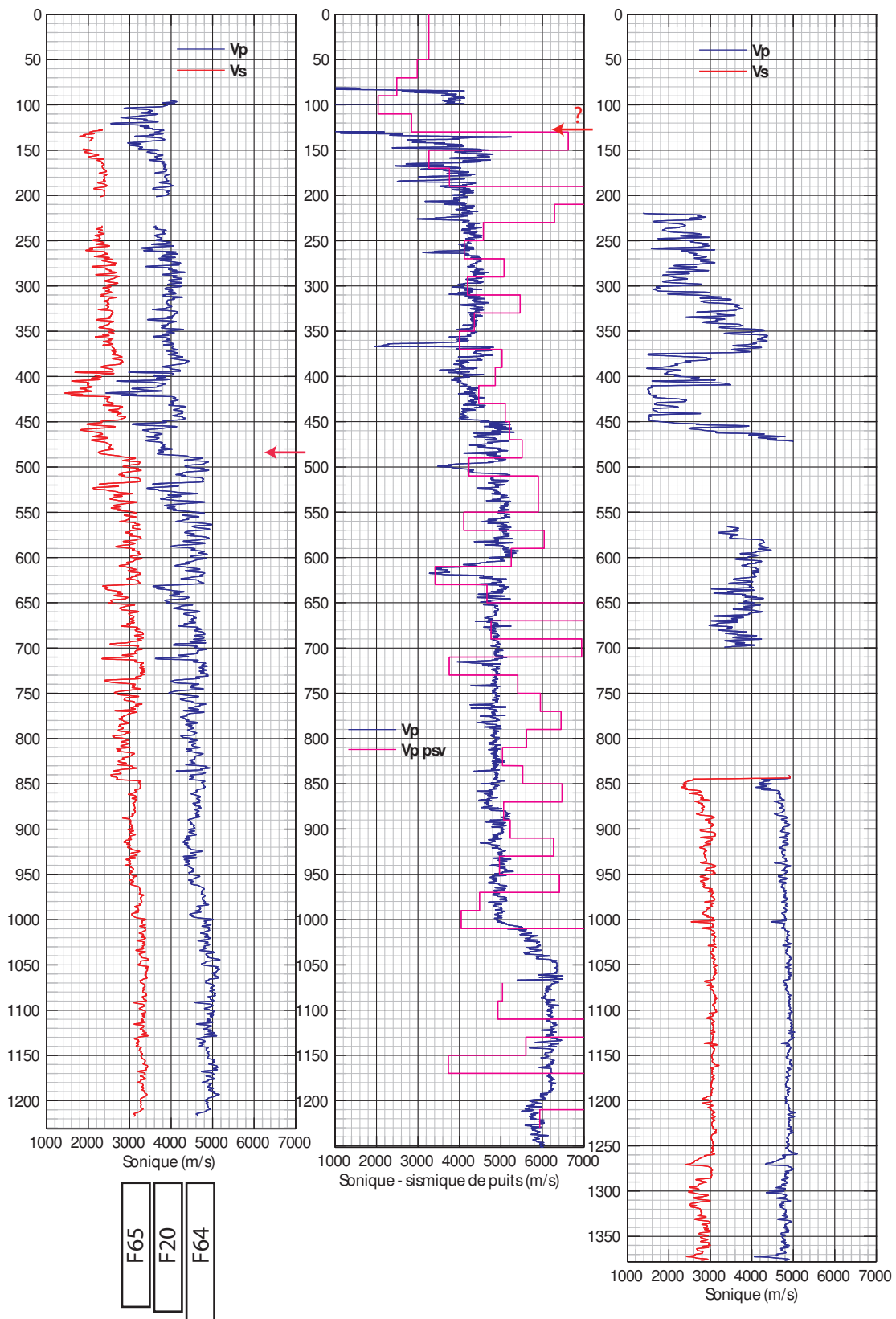
dans les vitesses rapides. Le forage F24 montre une première augmentation brutale de vitesse à 100 m puis une seconde augmentation sur 20 m à 200 m.

Les mesures de perméabilité confirment cette hypothèse d'un milieu ouvert et perméable en surface et fermé et peu perméable dans la zone profonde. Cinquante-huit essais d'eau en forage ont été effectués. En classant ces essais dans la zone décomprimée ou la zone profonde en s'appuyant sur les vitesses des ondes P nous constatons une différence importante de perméabilité entre ces deux zones. Les ordres de grandeur pour la zone décomprimée sont de  $10^{-4}$  ou  $10^{-5}ms^{-1}$  alors que dans la zone profonde la plupart des données montrent des ordres de grandeur de perméabilité inférieure ou égale à  $10^{-9}ms^{-1}$  (cf. *tableau 3.1*). Des données de la zone profonde indiquent une perméabilité plus élevée entre  $10^{-7}$  et  $10^{-9}ms^{-1}$ , ces données minoritaires correspondent généralement aux essais d'eau effectués sur une fracture repérée sur les diagraphies soniques.

L'hypothèse d'une interface complexe entre la zone à circulation et la zone peu perméable est peu probable dans la plupart des cas. D'un forage à l'autre, la différence d'altitude de la limite inférieure de la zone froide (zone à circulation rapide) est généralement négligeable au vu des distances horizontales.

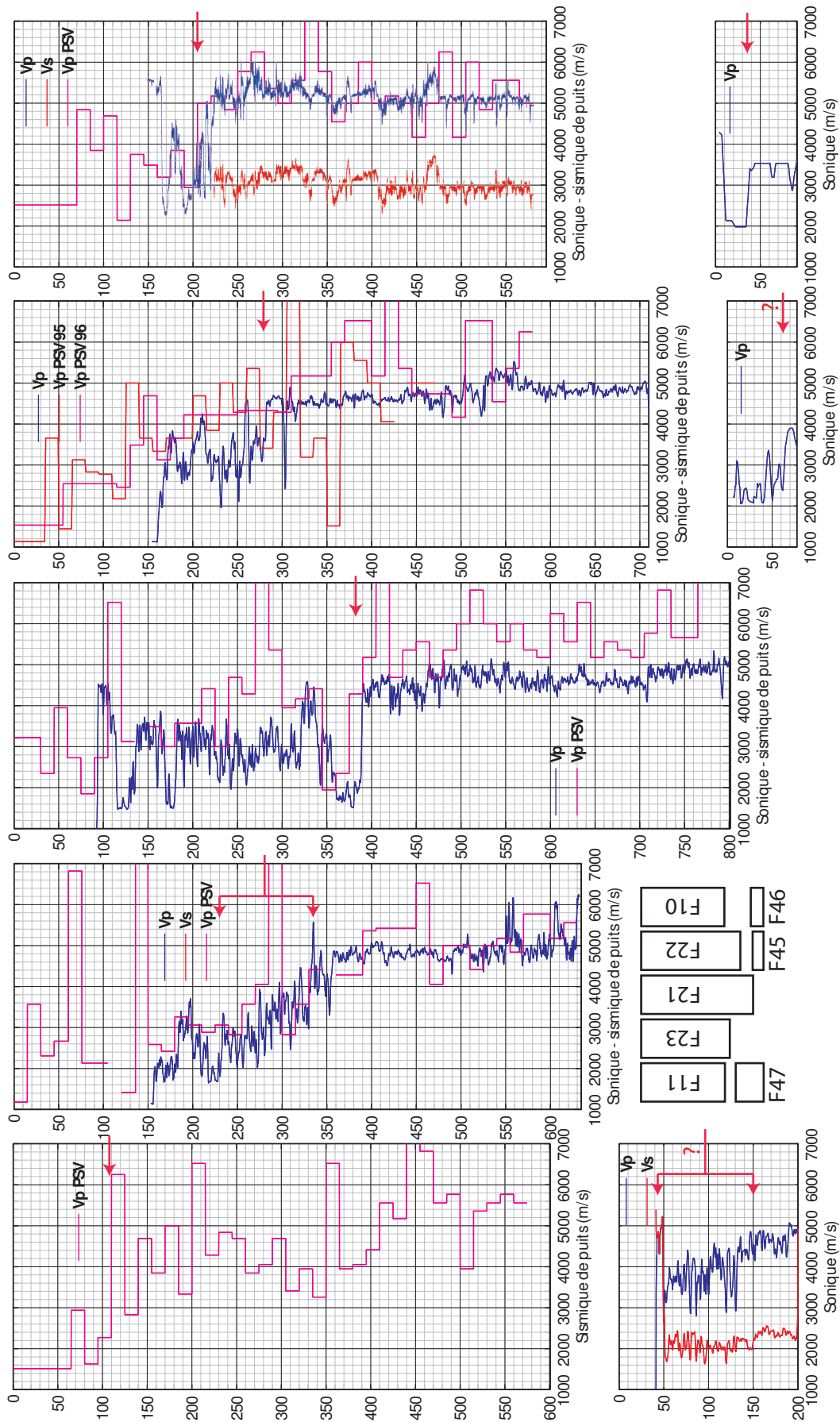
Les forages F24 et F47 font cependant exception. La différence d'altitude de la base de la zone froide entre ces deux forages est au minimum de 135m pour 100m de distance horizontale. Cette différence pourrait être encore plus importante étant donné que le forage F47 n'a pas atteint la base de la zone froide. Par ailleurs, le cas du forage F25 ne permet pas de conclure par manque de données dans les forages les plus proches (forage F26 notamment).

Dans la plupart des cas, nous pouvons donc dire que l'hypothèse paléoclimatique est privilégiée. Une méthode permettant d'estimer l'âge et l'amplitude d'un changement brutal de température aux limites de la zone en conduction à partir d'un profil de température a été développée. Cette méthode présentée au chapitre 5 est appliquée aux données disponibles.

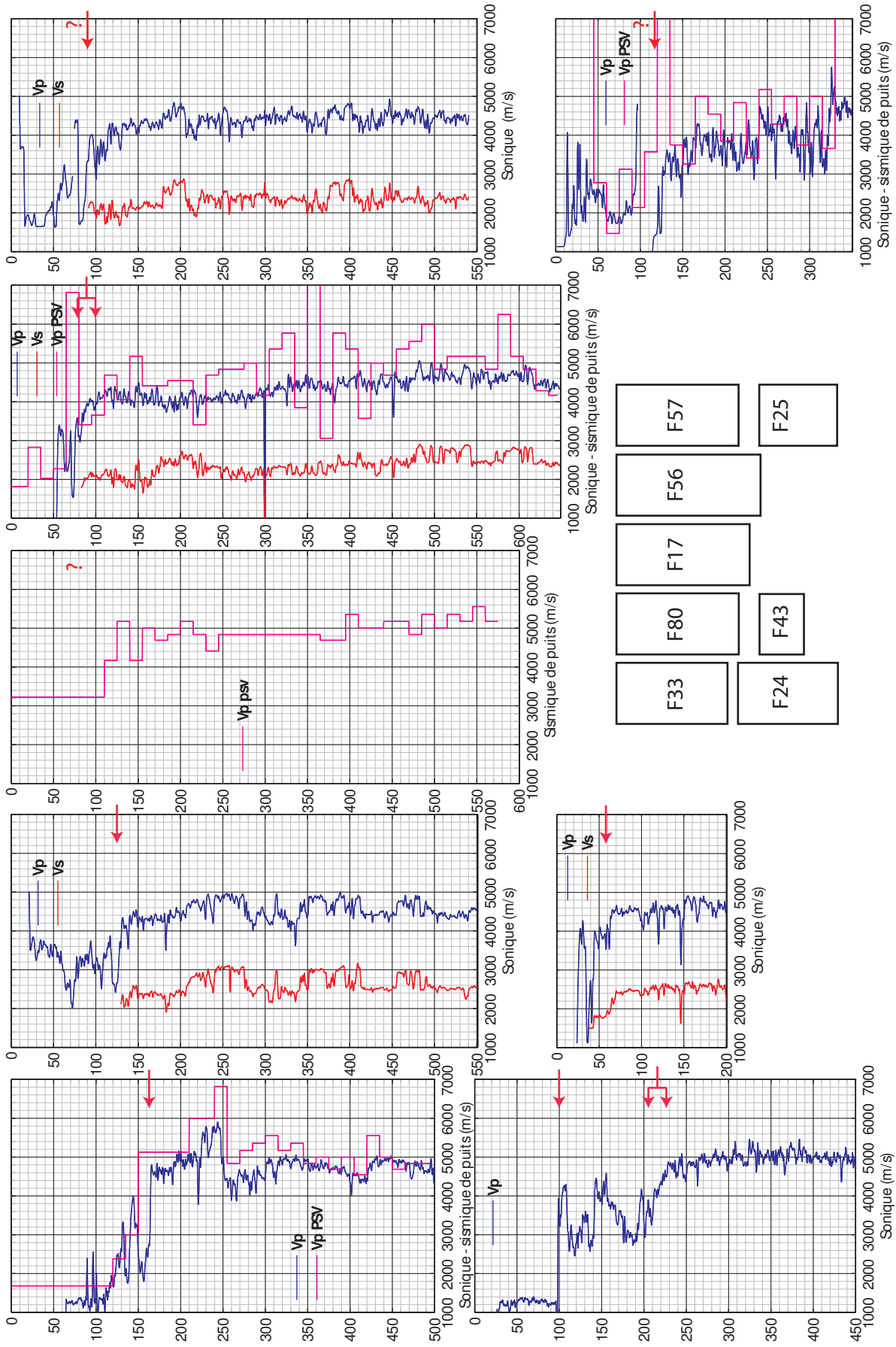


**FIGURE 3.18** – Diagraphies soniques et profils sismiques verticaux issus de la sismique de puits pour les forages F65, F20 et F64. Les flèches rouges montrent un saut de vitesse et les accolades une augmentation progressive. Un point d'interrogation est ajouté si les données ne permettent pas d'être affirmatif.





**FIGURE 3.19** – Diagraphies soniques et profils sismiques verticaux issus de la sismique de puits pour les forages F11, F23, F21, F22, F47, F45 et F46. Les flèches rouges montrent un saut de vitesse, et les accolades une augmentation progressive. Un point d'interrogation est ajouté si les données ne permettent pas d'être affirmatif.



**FIGURE 3.20** – Diagrammes soniques et profils sismiques verticaux issus de la sismique de puits pour les forages F33, F80, F17, F56, F57, F24, F43 et F25. Les flèches rouges montrent un saut de vitesse, et les accolades une augmentation progressive. Un point d'interrogation est ajouté si les données ne permettent pas d'être affirmatif.

### Section 3.3

## Conclusion

Dans ce chapitre sont exploitées les données hydrogéologiques et thermiques des forages de reconnaissance. Elles mettent en avant :

- des circulations induites par les forages qui rendent difficile, en particulier dans la zone Houillère, l'utilisation des diagraphies pour la caractérisation hydrogéologique et thermique ;
- des effets thermiques sur le milieu environnant liés à la présence de circulations profondes localisées. Deux cas de circulations profondes sont présents sur la zone d'étude, à proximité du front du Houiller et dans le synclinorium de Modane-Chavière ;
- des variations progressives des gradients thermiques dans la zone profonde de Vanoise à partir de la base de la zone décomprimée.

Sur la zone d'étude les perturbations engendrées par les forages sont essentiellement liées à la mise en communication artificielle de niveaux perméables à différentes profondeurs. Un certain nombre d'éléments est alors fourni permettant de différencier les diagraphies thermiques représentatives du milieu et celles influencées par la présence d'un forage.

Les circulations profondes à proximité du front du Houiller et l'étude des gradients de la zone Vanoise ont été décrites en détail car elles feront l'objet d'une étude détaillée dans les chapitres 4 et 5.

Les forages dans le Sub-Briançonnais et dans le Houiller externe permettent de mettre en évidence une anomalie thermique majeure. La zone source de cette anomalie se situe dans les calcaires du Dogger les plus à l'est dans le Sub-Briançonnais. Ces calcaires semblent être soumis à des circulations en relation avec des sources repérées dans la forêt de Beaune. Le système hydrogéologique impliquerait des eaux issues des calcaires du Dogger et des évaporites entre la Croix des Têtes et le Grand Perron des Encombres, mais aussi probablement au-delà. Les connaissances sur les écoulements dans les Alpes suggèrent que des circulations profondes et localisées seraient activées depuis la dernière période glaciaire. Nous faisons l'hypothèse qu'un tel phénomène peut être à l'origine des gradients thermiques observés dans la zone houillère. Une étude basée sur cette hypothèse sera présentée au chapitre 4.

Les données thermiques de la série siliceuse de Vanoise montrent généralement un profil qui augmente progressivement jusqu'à un gradient normal sous la zone décomprimée. L'analyse des hypothèses hydrogéologiques formulées pour expliquer les gradients observés dans la Zone Vanoise nous permet de faire ressortir les deux plus probables. Elles sont en relation avec des modifications de la température à la base de la zone décomprimée se propageant par conduction thermique dans la zone profonde. Ces modifications liées à des phénomènes paléo climatiques sont supposées résulter de variations de la température ou d'une activation des circulations dans la zone décomprimée. Cette problématique fera l'objet du chapitre 5.

## Chapitre 4

# Effet latéral de l'activation d'une circulation profonde

### Sommaire du chapitre

<b>4.1</b>	<b>Construction du modèle</b>	<b>95</b>
4.1.1	L'objectif du modèle et les simplifications induites	95
4.1.2	Méthode de prise en compte du relief	95
4.1.3	Construction de la coupe géologique dans l'axe des forages	97
4.1.4	Construction du maillage	100
4.1.5	Validation de la prise en compte du relief	104
4.1.6	Paramétrage du modèle	105
<b>4.2</b>	<b>Modélisation de la perturbation thermique liée à la zone froide</b>	<b>109</b>
4.2.1	Conditions initiales thermiques de surface et ajustement du flux géothermique	109
4.2.2	Modélisation de la zone froide	113
4.2.3	Analyse de sensibilité	118
<b>4.3</b>	<b>Discussion</b>	<b>121</b>
4.3.1	Flux géothermique	121
4.3.2	Évaluation de l'ajustement des modèles	121
4.3.3	Discussion sur les paramètres d'ajustement	126
4.3.4	Conclusion sur la vraisemblance des scénarios de modélisation	127
<b>4.4</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>128</b>

L'objectif de ce chapitre est de tester des hypothèses paléo-climatiques permettant d'expliquer les anomalies thermiques observées au front et au sein du Houiller (*cf. chapitre 3*) dans un contexte de régime thermique transitoire du massif. Nous rappelons que des températures de 7°C et 8.5°C ont été respectivement observées à 450 m dans le forage F81 et à 600 m dans le forage F53 recoupant le front de Houiller.

La première étape de ce travail a consisté à préciser la géométrie des différentes formations et en particulier de celle affectée par les températures froides au front du Houiller. En effet cette dernière conditionne la zone source du refroidissement dans le massif. Les différentes hypothèses sont ensuite testées à partir d'une modélisation thermique de la zone affectée par les anomalies observées.

Ce chapitre s'articulera autour de trois sections. La première qui décrit la construction du modèle aborde notamment la construction d'une coupe géologique servant à l'élaboration du modèle, la méthode de prise en compte du relief et le paramétrage du modèle. La deuxième section expose les hypothèses émises pour les différents modèles de refroidissement, les résultats des modèles et une étude de la sensibilité des paramètres. Enfin, les résultats sont discutés dans une troisième section.

## Section 4.1

## Construction du modèle

## 4.1.1 L'objectif du modèle et les simplifications induites

L'objectif du modèle est de vérifier la vraisemblance des hypothèses expliquant les anomalies thermiques observées (*cf. section 4.2*). Il doit permettre d'approcher ou de reproduire les températures observées en forage dans le Sub-Briançonnais et le Houiller externe.

Une modélisation 3D couplée hydrodynamique et thermique prenant en compte l'effet du relief et les conséquences thermiques liées à la complexité géologique est difficilement envisageable au regard des données disponibles. Nous avons donc choisi de réaliser un modèle « en coupe » approchant les effets thermiques latéraux du relief. La coupe qui fera l'objet des simulations thermiques est alignée sur les principaux forages de reconnaissance et est parallèle à l'axe de la vallée de l'Arc.

Toujours dans le but de simplifier notre approche, il a été choisi de réaliser une modélisation thermique purement conductive. L'effet thermique des circulations froides est, par conséquent, approché en imposant une température dans la zone où celles-ci se produisent. Ce choix est motivé par le peu d'éléments dont nous disposons pour contraindre les circulations conduisant au refroidissement observé au front du Houiller.

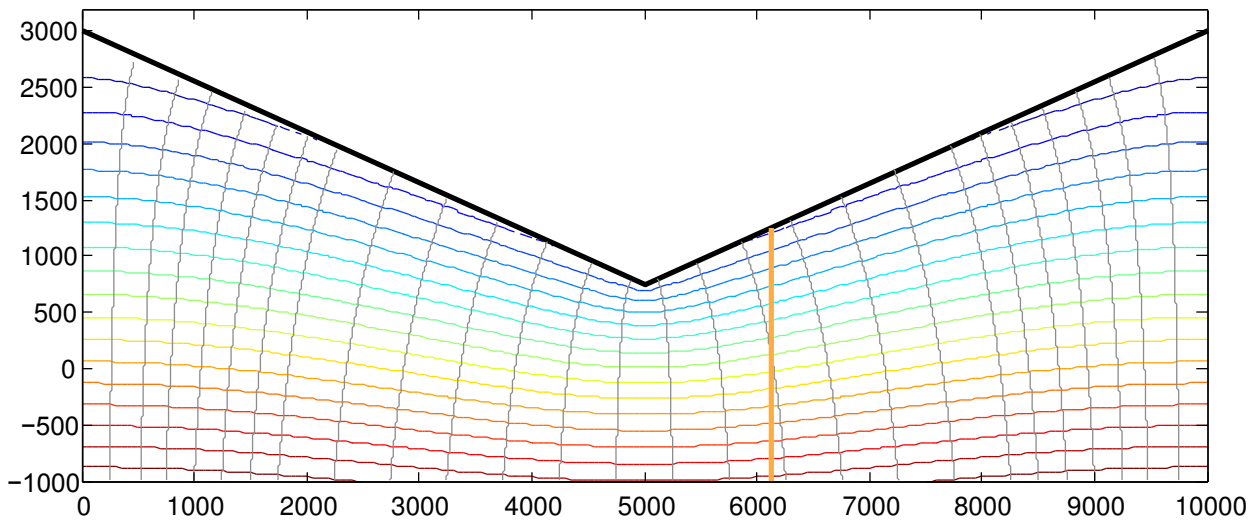
## 4.1.2 Méthode de prise en compte du relief

Le relief influe fortement sur la température du sous-sol [Bodri et Rybach. 1998; Goy *et al.*. 1996; Kohl *et al.*. 2001]. L'objectif étant de reproduire les températures sur une coupe parallèle à la vallée principale, notre modèle doit prendre en compte l'effet de la pente du versant. Sous un versant les flux ne sont pas verticaux (*cf. chapitre 1 et figure 4.1*). Ce phénomène n'est pas pris en compte dans une coupe parallèle à la vallée principale. Une méthode de prise en compte de cet effet de pente a donc été développée.

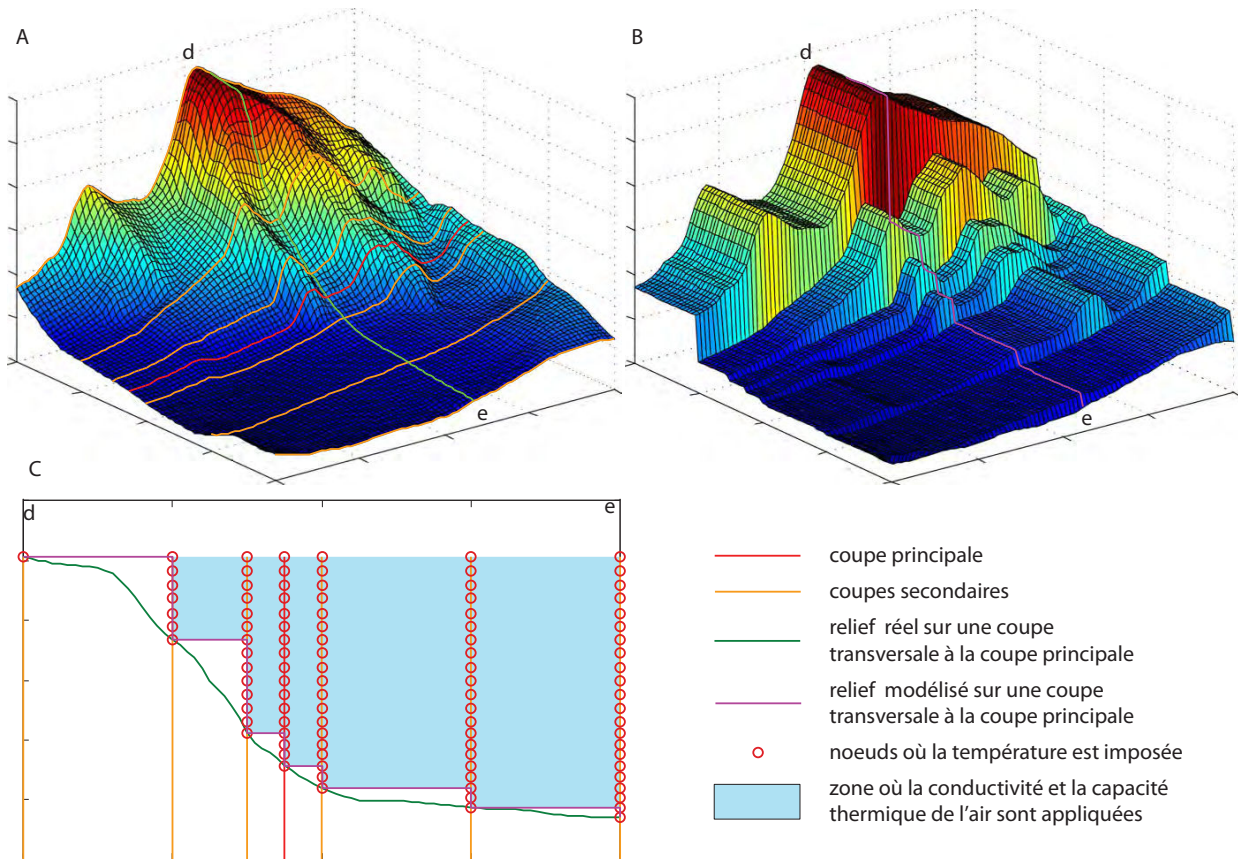
Le logiciel de modélisation aux éléments finis Feflow [Diersch. 2002] que nous avons utilisé permet de construire des maillages 2D et demi. Le modèle est construit selon un plan qui est dupliqué à l'identique autant de fois que nécessaire pour donner la troisième dimension. Il est ainsi possible de représenter facilement des surfaces souterraines verticales avec une topographie complexe ou des surfaces topographiques et souterraines cylindriques.

La prise en compte de l'effet de pente latéral à la coupe est obtenu en ajoutant des coupes de part et d'autre de la coupe étudiée. Ces coupes sont par la suite appelées coupes secondaires et la coupe pour laquelle on cherche à simuler les températures coupe principale. Dans cette approche en coupes sériées, la limite supérieure du modèle correspond au relief de la coupe secondaire la plus haute dans le versant.

Pour chaque coupe, la température du sol en surface est imposée sur les nœuds au niveau et au dessus du relief le long de cette coupe. Cela induit que plus une coupe est haute dans le versant moins le nombre de nœuds où la température est imposée est grand. Lorsque la température est imposée sur l'ensemble des nœuds qui constitue un élément, la conductivité thermique et la capacité calorifique de l'air lui sont attribuées. Cette méthode permet de reconstituer de manière approximative le relief, cette reconstitution est d'autant plus précise que la distance entre deux coupes est réduite (*cf. fig. 4.2*).



**FIGURE 4.1** – Exemple théorique de l'effet thermique d'une vallée : les lignes d'isotherme (équidistantes de  $5^{\circ}\text{C}$ ) sont plus rapprochées sous la vallée que sous les sommets, ceci traduit une plus grande densité de flux sous la vallée que sous les sommets. Une coupe parallèle à la vallée (en orange) est donc recoupée par les lignes de flux (en gris).



**FIGURE 4.2** – Méthode de prise en compte du relief transversal à une coupe principale parallèle à la vallée principale : A : un exemple de relief réel; B : relief tel qu'il est modélisé; C coupe perpendiculaire à l'axe du modèle et de la coupe principale.

### 4.1.3 Construction de la coupe géologique dans l'axe des forages

L'état des connaissances sur la géologie du Sub-Briançonnais a déjà fait l'objet d'une présentation. Pour plus de détails nous invitons le lecteur à se reporter à la section 2.1. Nous ne traiterons ici que des apports des observations de terrain qui ont permis d'affiner la construction de la coupe géologique servant à l'élaboration du modèle et permettant de localiser la zone froide.

La zone d'étude et l'emplacement de la future coupe dans l'alignement des principaux forages sont présentés sur fond de carte géologique (*cf. fig. 4.3*). Le trait de coupe croise les plans axiaux des plis de l'antiforme de la Serpolière et de la synforme du Château qui ont fait l'objet des mesures de terrain.

Les mesures de pendages (*cf. annexe D*) ont permis de déterminer les axes des deux plis. Les mesures sur l'antiforme de la Serpolière, reportées sur stéréogramme (*cf. fig. 4.4 A*), montrent un axe de pli  $N017, 5^\circ 11' N$ . Pour la synforme du Château, la charnière comporte plusieurs replis. L'orientation moyenne de l'axe de la synforme déduite des mesures dans les flancs (*cf. fig. 4.4 B*) et des trois replis (*cf. fig. 4.4 C, D et E*), est  $N118^\circ 62,5' SE$  (*cf. fig. 4.4 F*).

Ces mesures d'axe de plis permettent d'estimer l'épaisseur apparente des couches au niveau de la coupe. L'antiforme de la Serpolière ayant un axe très peu penté, l'épaisseur apparente des couches au niveau de la charnière approche l'épaisseur vraie. Au niveau de la charnière de la synforme du Château, l'épaisseur apparente des couches est le double de l'épaisseur vraie. Sur les flancs des deux plis, les directions des couches sont pratiquement perpendiculaires à la coupe. Par conséquent, les épaisseurs apparentes sur la coupe sont pratiquement égales aux épaisseurs vraies à l'exception de la charnière de la synforme du Château pour laquelle l'épaisseur apparente est doublée.

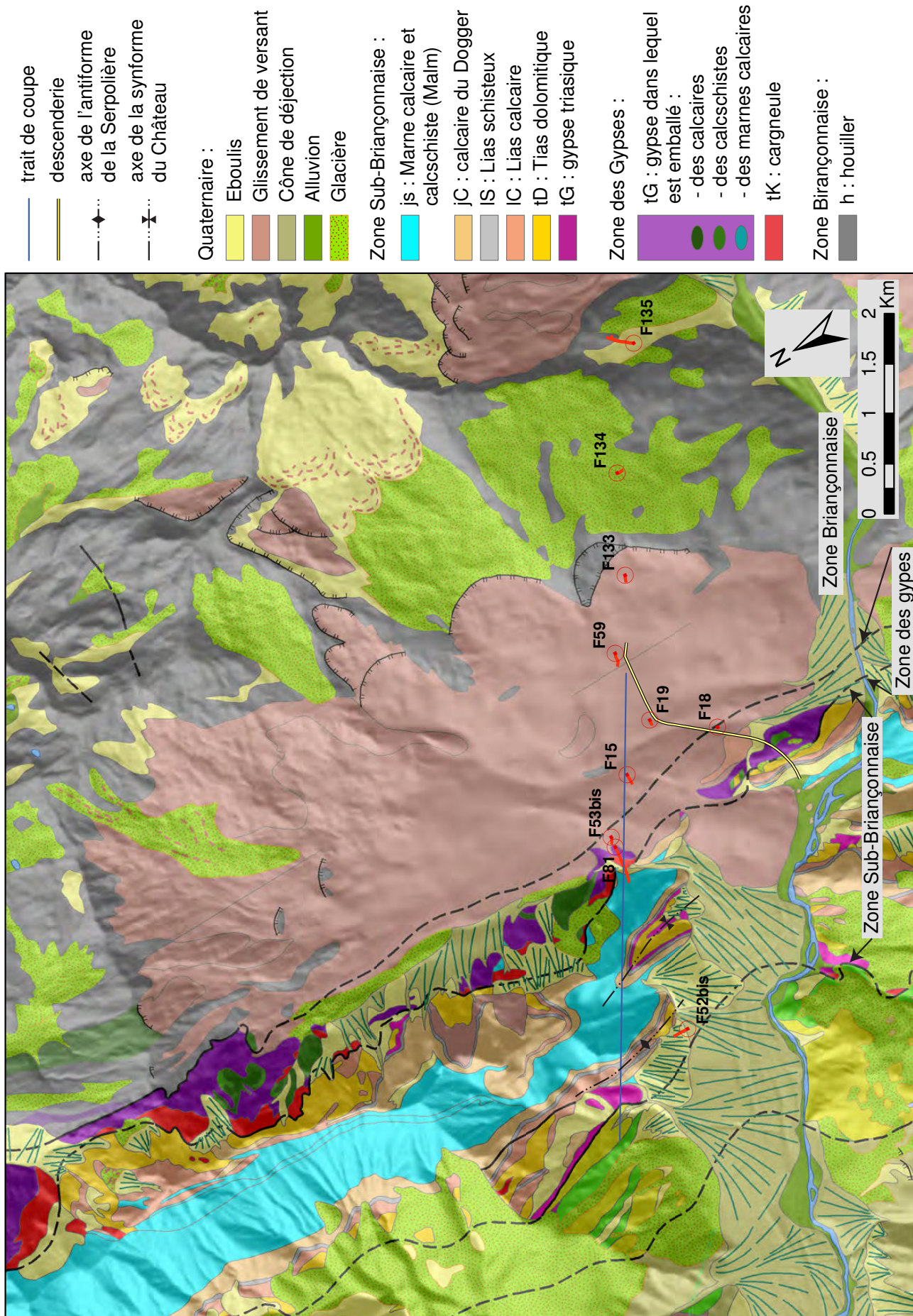
La coupe géologique servant de base au modèle est construite sur la base du modèle géologique proposé par Ménard [2005b]. Il considère que la structure résulte d'un polyphasage qui peut être résumé ainsi :

- création d'un pli couché à cœur de calcschiste,
- plissement de la série redoublée aboutissant à la formation de l'antiforme de la Serpolière et de la synforme du Château,
- basculement de la terminaison méridionale de la synforme du Château en lien avec l'ouverture de la vallée.

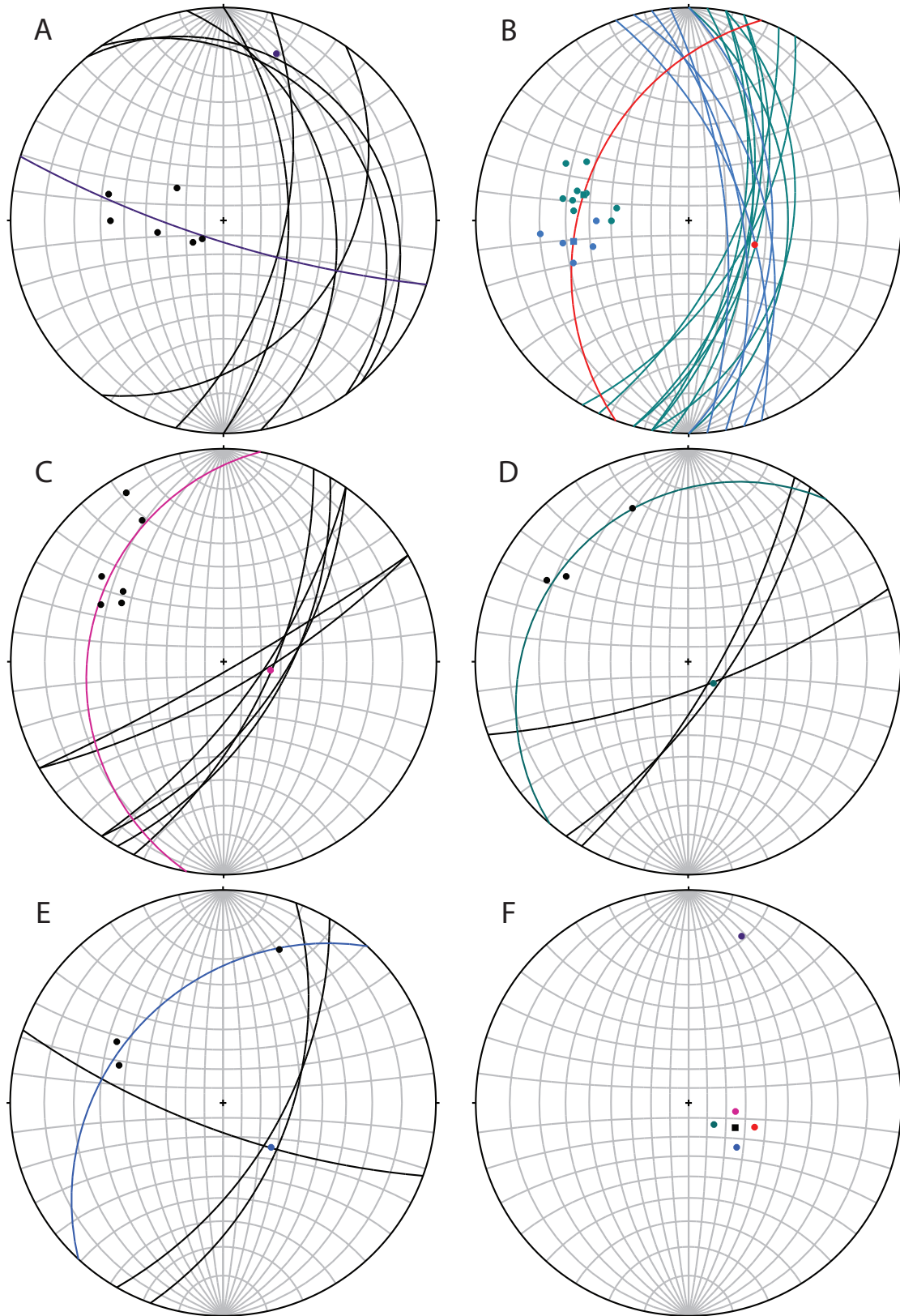
La coupe reposant sur les hypothèses précédentes et intégrant les relevés de terrain et les données en forage est proposée à la figure 4.5. Dans le plan de coupe, l'antiforme de la Serpolière et la synforme du Château sont séparées par une faille. La présence de cette faille est basée sur l'hypothèse que les deux zones ne répondent pas au même mécanisme qui a conduit à la création de la vallée. Au niveau de l'antiforme de la Serpolière, le versant n'est pas basculé contrairement à la synforme du Château [Ménard. 2005b]. En absence d'autres éléments, la position la plus probable de cette faille en surface est le talweg du Rieu Sec.

Malgré le doublement de l'épaississement apparent des couches au niveau de la charnière de la synforme du Château, le Dogger repéré dans le fond du forage F53 ne peut se raccorder avec le flanc est de la synforme. Une faille  $f_1$  venant tronquer la synforme est donc nécessaire. Au niveau du forage F81, cette faille est positionnée au contact entre les calcschistes du Malm



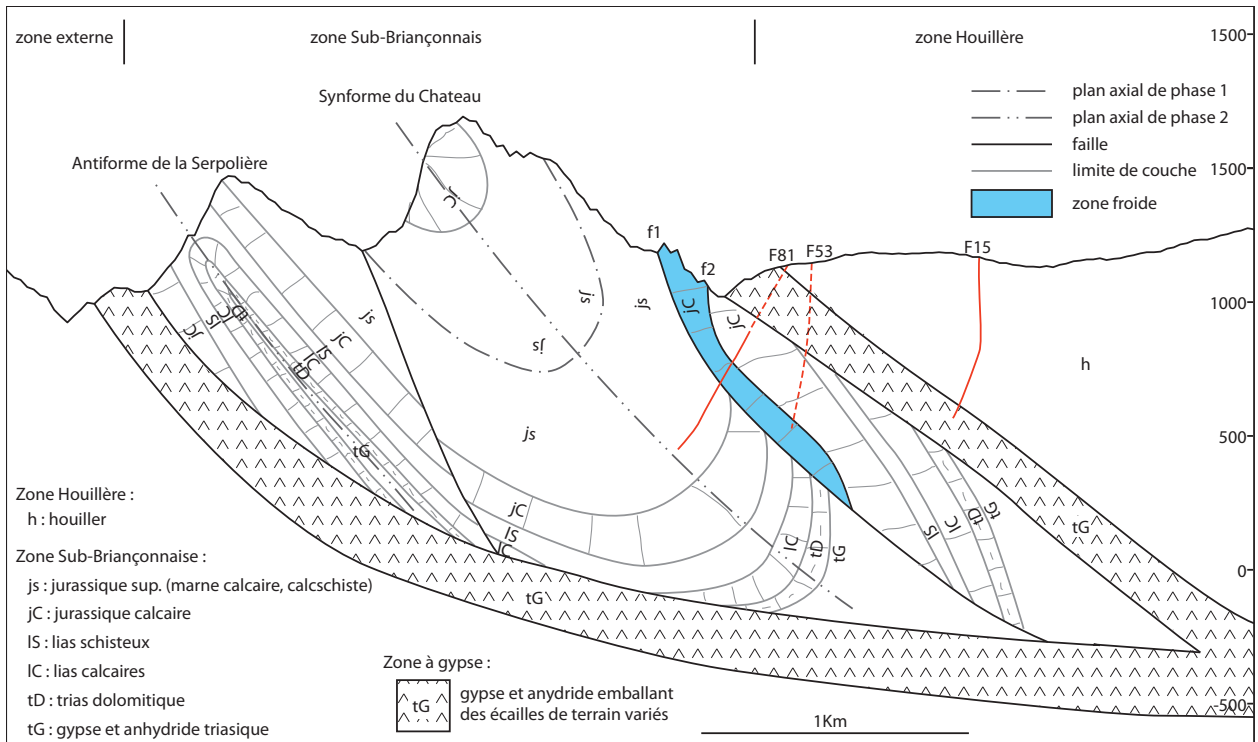


**FIGURE 4.3** – Carte géologique de la zone Sub-Briançonnaise et du Houiller externe : d'après Barbier et al. [1977] et Debelmas et al. [1988] modifié et position des forages de reconnaissance.



**FIGURE 4.4** – Représentation stéréographique en canevas de Wulff des mesures de pendage et des axes de plis. A : mesures dans le pli de la Serpolière (en noir) et axe de pli déduit (en bleu). B, C, D et E : mesures réalisées sur le pli du Château : (B) : mesures réalisées sur le flanc est (en bleu), le flanc ouest (en vert) et axe du pli (en rouge) déduit à partir du barycentre des flancs (carré) ; (C, D et E) : mesures (en noir) et axes (en couleur) correspondant pour chaque repli de la charnière. F : stéréogramme regroupant tous les axes déterminés ci-dessus (couleur identique à celle utilisée précédemment) et l'axe moyen du pli du Château (carré noir).





**FIGURE 4.5** – Coupe géologique du Sub-Briançonnais au niveau de la coupe du modèle, la zone supposée des circulations froides apparaît en bleu.

et les calcaires du Dogger. En effet, les données d'imagerie de parois semblent montrer un changement de pendage des couches concordant avec le changement de lithologie.

Plus à l'est, les forages F81 et F53 ont montré, au sein des calcaires du Dogger, la présence d'une faille f2 contenant plusieurs mètres d'argile. Ainsi un compartiment de calcaire se trouve isolé entre la faille f1 et la faille f2. Nous ne possédons pas les données pour contraindre la limite inférieure de ce compartiment. Sur la coupe (*cf. fig. 4.5*), l'extension vers le bas du compartiment entre les deux failles est choisie de manière arbitraire. Son extension minimale est contrainte par les données du forage F53. Nous supposons que les circulations d'eau froide se produisent au sein de ce compartiment qui est surmonté par les calcaires du Dogger observés au Pas du Roc (*cf. fig. 3.10*).

Enfin, le Sub-Briançonnais est limité à l'est par une couche d'anhydrite qui souligne le contact avec le Houiller. Le toit de cette couche est contraint en profondeur par les données du forage F15.

#### 4.1.4 Construction du maillage : de la coupe géologique au modèle en coupes séries

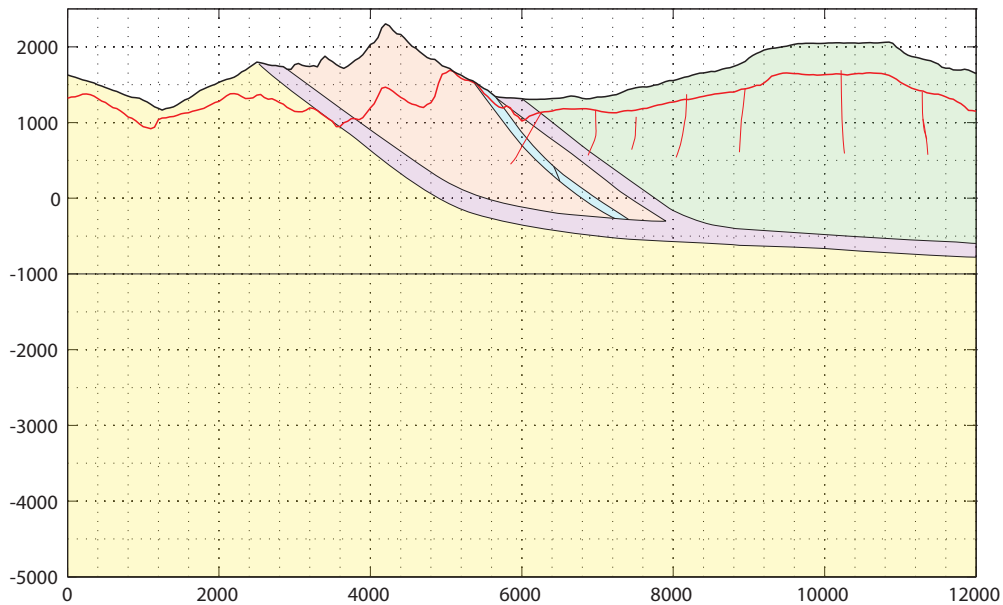
La coupe qui sert à l'élaboration du maillage se base sur la coupe géologique présentée dans la figure 4.5. Elle intègre des simplifications de la géologie et les contraintes liées à la prise en compte de l'effet de pente transversal au plan de coupe, ainsi :

- la limite supérieure de la coupe correspond au relief de la coupe secondaire la plus haute dans le versant ;
- les différentes formations géologiques sont regroupées en grands ensembles considérés

comme homogènes vis-a-vis des transferts de chaleur (le Houiller, les anhydrites, le Sub-Briançonnais ainsi que le socle indéterminé et le domaine externe) ;

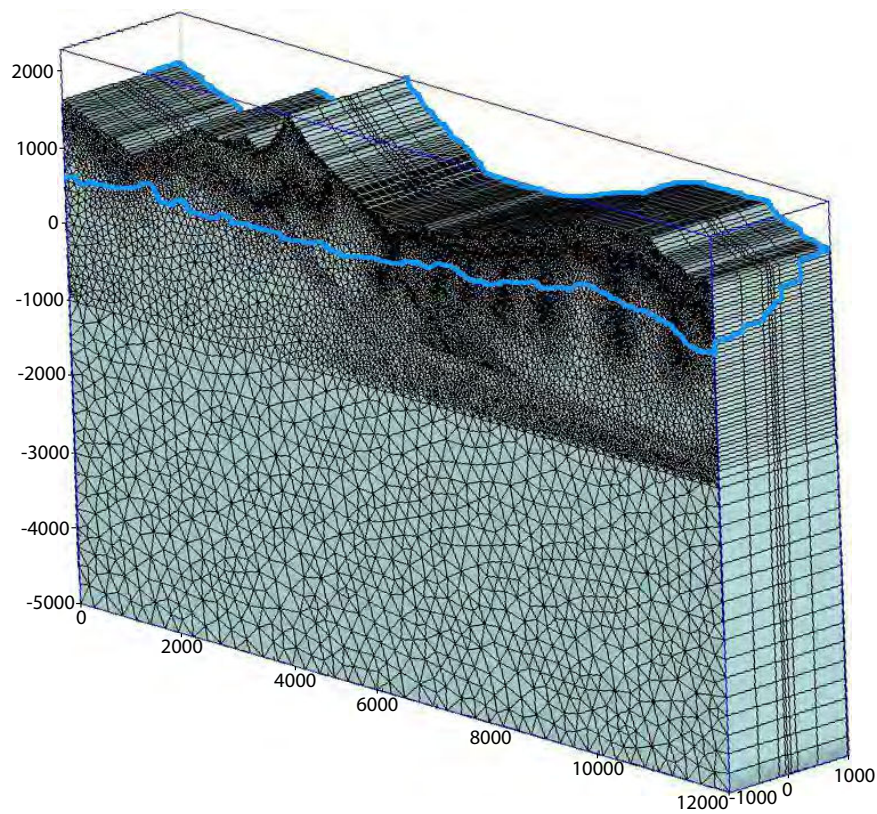
- la zone où peuvent se produire les circulations est considérée dans son extension maximale.

La figure 4.6 montre la coupe simplifiée qui a servi à l'élaboration du maillage. Les unités géologiques et la zone de circulation potentielle sont matérialisées par des polygones de couleur (super-éléments dans Feflow). Le relief de la coupe principale et les forages sont matérialisés par des lignes rouges autour desquels le maillage sera raffiné. Le raffinement permet une représentation plus fidèle du relief au voisinage de la coupe principale. Pour les forages il permet d'améliorer la précision du modèle dans les zones où les résultats seront comparés aux données observées en forage. La zone profonde (de -1000 à -5000m NGF) est maillée de manière plus lâche car elle n'est présente que pour limiter les effets de bord dans la partie haute (cf. fig. 4.7).



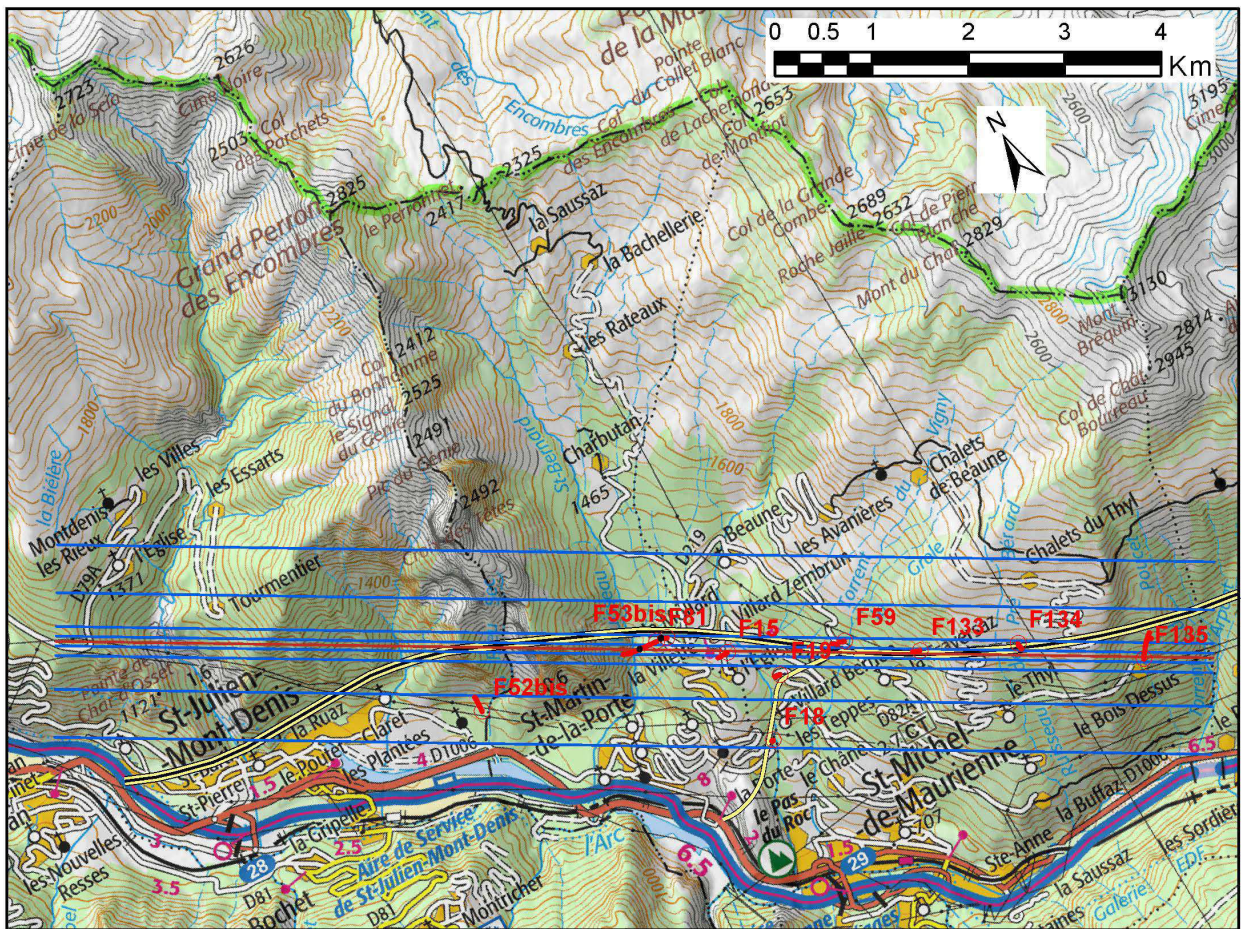
**FIGURE 4.6** – Coupe servant à l'élaboration du maillage. Les lignes rouges matérialisent les forages et le relief au niveau de la coupe principale. Elles correspondent à des zones de raffinement du maillage. Les différentes couleurs représentent les zones ayant une conductivité thermique différente (en vert : le Houiller ; en violet : les anhydrites ; en orange et en bleu : le Sub-Briançonnais ; en jaune : le domaine externe et le socle indifférencié). La zone en bleu montre la zone d'extention maximale (la plus profonde possible) des circulations froides.

La prise en compte des effets de pente transversaux à la coupe est obtenue en ajoutant quatre coupes secondaires de chaque côté de la coupe principale. Ces coupes sont situées à 50, 150, 500 puis 1000 m de la coupe principale (cf. fig. 4.8 et 4.7). Le choix de faire passer la coupe principale par les forages impose des coupes présentant un angle de  $25^\circ$  par rapport aux structures géologiques. Les contraintes techniques liées à la construction du maillage ne permettent pas de prendre en compte cette obliquité.



**FIGURE 4.7** – *Représentation 3D du modèle en coupes séries : les coupes proches du centre sont plus resserrées pour permettre une meilleure prise en compte du relief le long de la coupe principale où sont situés la plupart des forages. La ligne bleue représente la limite entre la zone dans laquelle les températures de la roche sont calculées (en dessous) et la zone où les températures du sol en surface sont imposées (en dessus).*





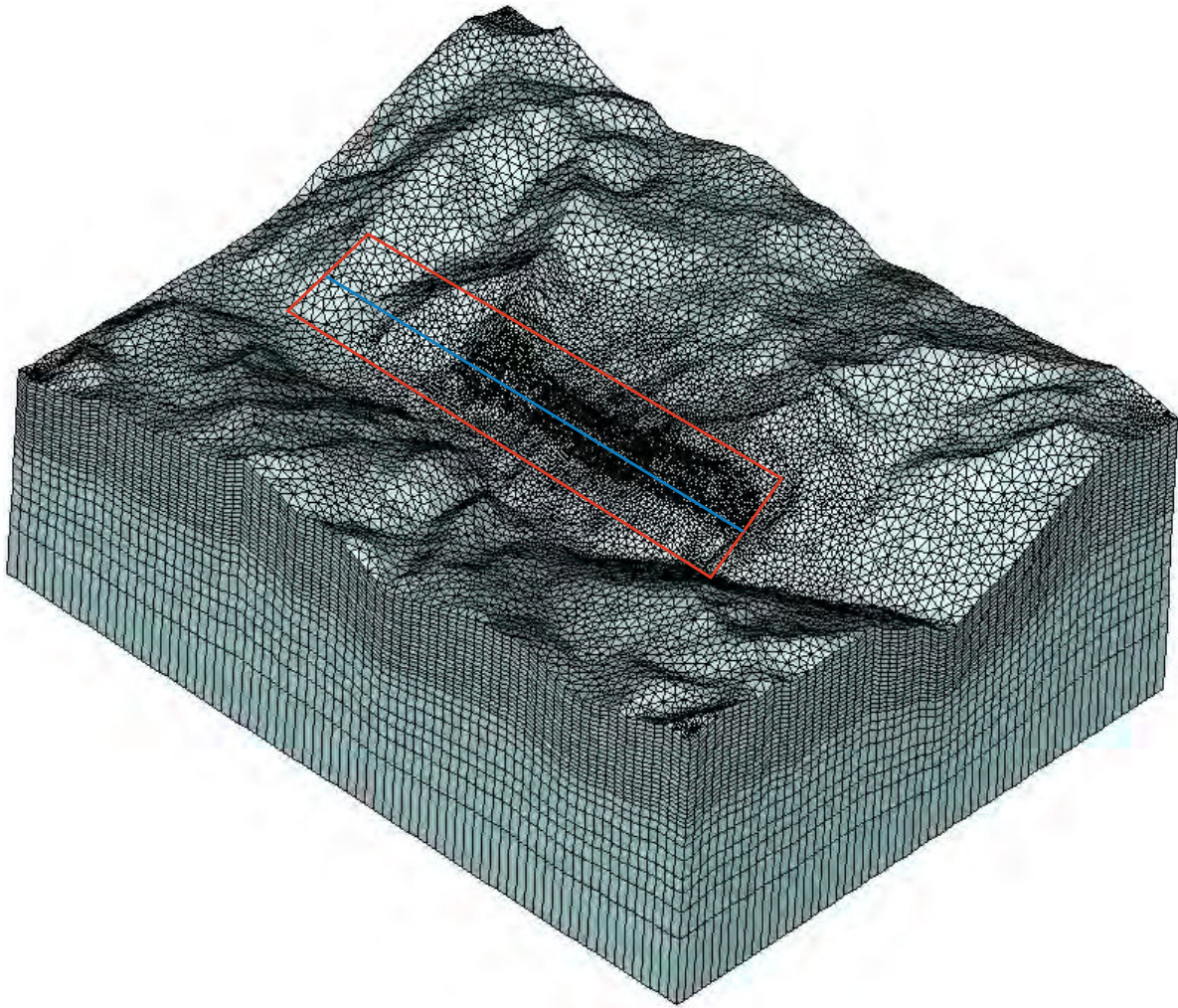
**FIGURE 4.8** – Carte montrant l'ensemble du versant et la position des coupes sériees. Les coupes secondaires (en bleu) encadrent la coupe principale (en rouge) qui est alignée sur les principaux forages.



#### 4.1.5 Validation de la prise en compte du relief

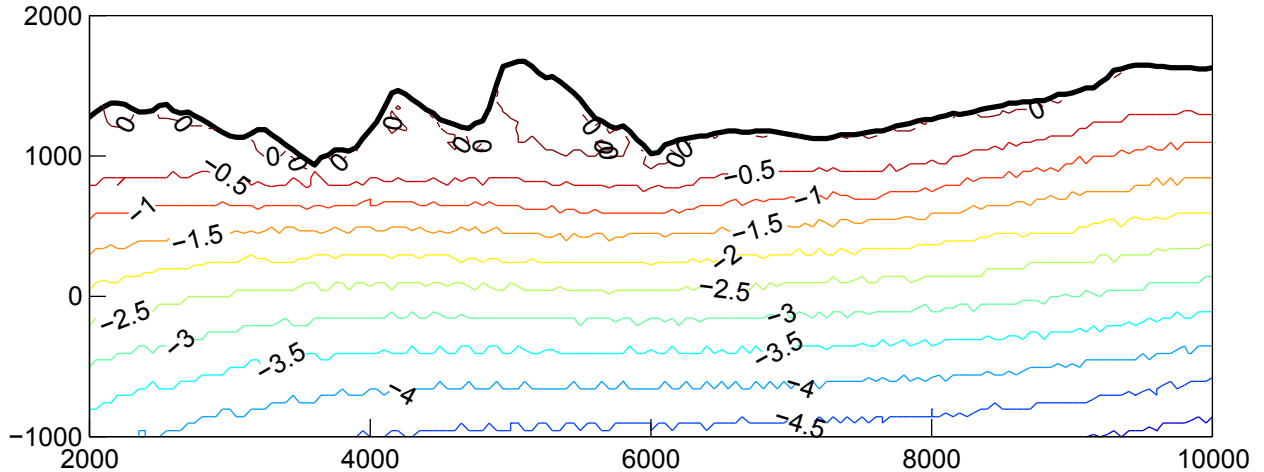
Une série de modélisations a été effectuée pour vérifier l'efficacité de la prise en compte du relief par la méthode décrite ci-dessus. Ces modélisations ont été faites sur un cas théorique qui se rapproche du cas étudié.

Un modèle 3D couvrant l'ensemble du versant de la zone d'étude a été réalisé (*cf. fig. 4.9*). Ce modèle et le modèle en coupes sériées ont été paramétrés de manière identique et homogène avec les mêmes paramètres thermiques que ceux utilisés pour le Houiller (*cf. ci-dessous*). Le flux a été choisi à  $93 \text{ mWm}^{-2}$ . La comparaison des résultats des deux modèles au niveau des forages et de la coupe principale permet l'évaluation de la méthode développée. Cette comparaison est fait sur des modèles en régime permanent.



**FIGURE 4.9** – *Modèle 3D servant à la validation de la méthode de prise en compte du relief : l'étendue du modèle en coupes sériées est matérialisée par un rectangle rouge et la position de la coupe principale par une ligne bleu.*

Au niveau de la position des forages, cette comparaison montre des différences de températures et de gradients inférieures ou égales à  $2^\circ\text{C}$  et  $2^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ . La différence de gradient est relativement constante sur l'ensemble des forages. Les gradients sont légèrement inférieurs dans le modèle en coupes sériées. Ceci a pour conséquence que les températures du modèle 3D et du modèle en coupes sériées divergent avec la profondeur (*cf. fig. 4.10*).



**FIGURE 4.10** – Différence de température entre le modèle 3D et le modèle en coupes sériées. Le modèle en coupes sériées a tendance à sous-estimer les gradients, ce qui implique des températures de plus en plus sous-estimées avec la profondeur.

Le relief a pour effet de concentrer le flux sous les vallées au détriment des sommets (*cf. 1 et figure 4.1*). Le modèle en coupes sériées ne reproduisant pas l'ensemble du versant, ce phénomène est atténué. Ceci explique la différence de gradient entre le modèle 3D et le modèle en coupes sériées. Ce problème peut être réduit en augmentant le flux géothermique d'environ 7% dans le modèle en coupes sériées. À l'exception des bordures latérales, les différences de température deviennent alors inférieures à  $0,5^{\circ}\text{C}$  sur la coupe principale.

En conclusion, en régime permanent et dans un modèle homogène, une surestimation d'environ 7% du flux géothermique permet de reproduire correctement l'effet du relief dans le cas du modèle développé ici. Considérer ce résultat comme valable dans d'autres contextes serait hasardeux. Toutefois, cette méthode de prise en compte du relief latéral à une coupe parallèle à la vallée principale semble avoir tendance à sous-estimer les gradients si cette coupe est située en bas du versant et probablement à les surestimer dans le cas inverse.

#### 4.1.6 Paramétrage du modèle

##### Paramètres hydrodynamiques

Dans Feflow, la modélisation des transferts de chaleur ne peut être découplée des transferts de fluide. Pour répondre aux objectifs du modèle il est donc nécessaire de choisir des paramètres hydrodynamiques qui permettent de considérer le modèle comme purement conductif. Selon les conditions hydrogéologiques, les transferts de chaleur par convection ne semblent plus être significatifs à partir d'une perméabilité de  $10^{-8}$  à  $10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  [Saar. 2011]. La perméabilité choisie de  $10^{-14} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  nous permet d'affirmer que les modèles proposés sont purement conductifs.

##### Capacité et conductivité thermique des roches

En ce qui concerne les paramètres thermiques, trois éléments jouent sur les paramètres globaux :

- la porosité ;



- la conductivité et la capacité thermique de l'eau ;
- la conductivité et la capacité thermique des roches.

Une porosité de 5% est attribuée pour l'ensemble du modèle. La conductivité et la capacité thermique de l'eau sont considérées comme invariantes dans le modèle et respectivement égale à  $0.6 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  et  $4.2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{C}^{-1}$  [Marsily. 1981; Johnston. 1981].

Le choix des paramètres thermiques des roches s'appuie sur les mesures de conductivité et de capacité thermique des roches effectuées dans le cadre du projet Lyon Turin Ferroviaire [Fabre et Menard. 1993; Fabre *et al.*. 1994, 1997, cf. annexe E].

La capacité thermique volumique est choisie identique sur l'ensemble du modèle et égale à  $2,4 \text{ Jm}^{-3}\text{C}^{-1}$ . En effet, les mesures montrent que la capacité thermique volumique varie peu d'une roche à l'autre.

Le tableau 4.1 présente les conductivités choisies par Goy [1996] lors de sa modélisation thermique visant à déterminer les températures au niveau du projet de tunnel. Il avait fait le choix de tenir compte de l'anisotropie des conductivités liée à la schistosité. Dans notre modèle nous avons choisi de ne pas tenir compte de l'anisotropie. En effet, nous considérons que la géométrie de la schistosité n'est pas assez contrainte.

**Tableau 4.1** – Conductivité choisie par Goy [1996] pour sa modélisation.

Ensemble de roches	Conductivité ( $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	
	parallèle	perpendiculaire
Houiller	4	3,5
Anhydrite		5
Flysch et calcaire	4,5	3
Socle indifférencié		3

Les conductivités thermiques choisies pour la modélisation sont parfois légèrement différentes de celles choisies par Goy [1996]. Ces valeurs et leurs justifications sont présentées ci-dessous et dans le tableau 4.2, ainsi pour :

- le Houiller : une valeur de  $3,5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  a été retenue. Elle correspond à la moyenne pondérée des valeurs moyennes de conductivité thermique mesurées parallèlement et perpendiculairement à la schistosité (respectivement 3,9 et  $2,5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ ).
- les anhydrides : une valeur de  $5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  a été retenue. La moyenne des mesures (valeur anormalement basse exclue) est de  $5,5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ . Cette valeur est conforme à la littérature pour ce type de roche [Johnston. 1981; Clauser et Huenges. 1995]. Toutefois, les levés en forage montrent que d'autres roches sont emballées dans les anhydrites laissant supposer que la conductivité de l'ensemble peut être plus faible.
- le Sub-Briançonnais : une valeur de  $3 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  a été retenue. Cette zone est principalement constituée de calcaires, marne-calcaires et de calcschistes. Pour les calcaires, on trouve dans la littérature des fourchettes de conductivité thermique variables de : 2,1 à 3,3 pour Marsily [1981], 2 à 3 pour Nastev [1998] ou 1,3 à 5 pour Johnston [1981]. La mesure réalisée par LTF dans les calcaires du Dogger donne une conductivité thermique de  $3,6 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  ce qui semble être plutôt une valeur haute pour des calcaires.

Il n'y a pas de mesure dans les calcschistes du Sub-Briançonnais, mais plusieurs mesures ont été effectuées dans les Schistes Lustrés qui sont aussi des calcschistes. Les mesures moyennes de conductivités parallèle et perpendiculaire à la schistosité sont respectivement de 3,2 et 2,6  $Wm^{-1}C^{-1}$ . La valeur moyenne pondérée en fonction de la schistosité de ces conductivités est de 3  $Wm^{-1}C^{-1}$ . Au vu de ces éléments, les valeurs choisies par Goy [1996] pour le Sub-Briançonnais et les zones externes (flysch et calcaire dans le tableau 4.1) semblent un peu élevées.

- socle indifférencié et zone externe : une valeur de 3  $Wm^{-1}C^{-1}$  a été retenue. Les zones externes présentes dans le modèle sont pour l'essentiel des Flysch des Aiguilles d'Arves qui sont composés de grès et de schistes noirs. En absence de mesures, nous pouvons considérer que la valeur choisie par Goy [1996] qui correspond à la conductivité moyenne de la croûte est acceptable.

**Tableau 4.2** – Conductivité choisie pour la modélisation.

Ensemble de roches	Conductivité ( $Wm^{-1}C^{-1}$ )
Houiller	3,5
Anhydrite	5
Sub-Briançonnais	3
Socle indifférencié et zone externe	3

## Température de surface

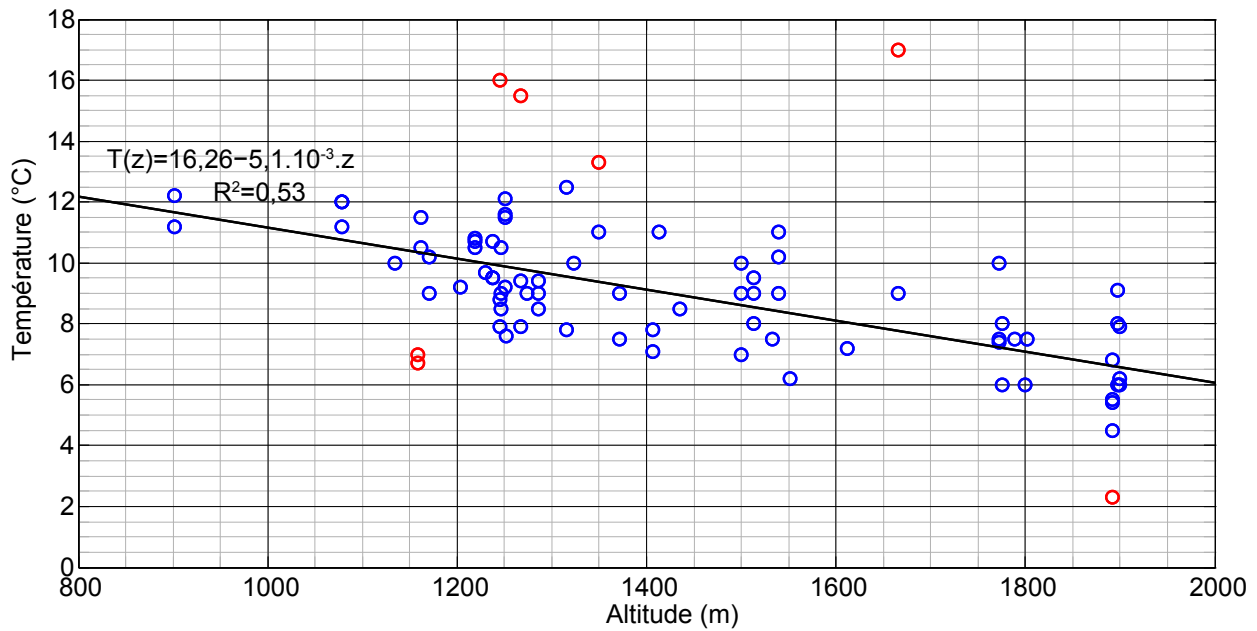
La température du sol en surface durant l'Holocène est donnée par l'équation suivante :

$$T(z) = 15 - 5,1 \cdot 10^{-3} \cdot z \quad (4.1)$$

avec  $T$  la température en  $^{\circ}C$  à l'altitude  $z$  (en mètre).

Le gradient altitudinal est déterminé en utilisant 89 données de températures mesurées par les sondes de diagraphie au moment de l'entrée dans l'eau dans 43 forages couvrant l'ensemble de la zone d'étude. Ces températures peuvent être considérées comme représentative de la température du sol lorsque celui-ci est imperméable et de la température de la zone décomprimée lorsque des circulations se produisent. Le gradient de 5,1 $^{\circ}C/km$  a été obtenue par régression linéaire en excluant 7 données qui semblaient avoir un comportement anormal (*cf. fig. 4.11*). Cette valeur est conforme à la littérature [Kohl *et al.* 2001; Goy. 1996].

La température à l'origine de 15 $^{\circ}C$  a été ajustée de manière à ce que les températures observées en surface dans la zone de modélisation soient reproduites par l'équation 4.1. Cette valeur, bien qu'elle soit plus basse que celle issue de la régression, est nettement plus élevée que celle de la littérature (entre 10 et 13,5 $^{\circ}C$  pour Kohl *et al.* [2001] et 13 $^{\circ}C$  pour Goy [1996]). On peut supposer que cette différence est due au fait que la plupart des mesures ont été effectuées durant les mois d'été ou au début de l'automne au moment de l'année où la zone décomprimée et le sol sont les plus chauds. De plus, les forages étant pour la plupart sur un versant orienté au sud, la température moyenne du sol est sans doute plus élevée que si l'on considère l'ensemble des orientations.



**FIGURE 4.11** – Température de la zone décomprimée en fonction de l'altitude : en rouge les points non pris en compte dans la régression (trait noir)

### Température de la zone froide

Notre modèle étant purement conductif, nous devons donc imposer une température dans la zone des circulations froides. Une température de 7°C est imposée. Cette température correspond à la température moyenne des sources et à celle observée dans le forage F81.

Bien que la température de la zone froide puisse varier avec la profondeur et dans le temps, une température homogène et instantanée de 7°C est attribuée à cette dernière suggérant que la convection forcée liée aux écoulements permet cette homogénéisation dans l'espace et dans le temps. En dehors de cette zone, le transfert thermique est supposé s'effectuer en transitoire par conduction.

## Section 4.2

## Modélisation de la perturbation thermique liée à la zone froide

Cette section présente les modèles réalisés, les procédures de calage et les résultats de ces modélisations.

Lorsqu'il n'est pas influencé par des circulations froides profondes, l'état thermique actuel d'un massif est supposé dépendre d'un état thermique stabilisé acquis durant la dernière période glaciaire et d'une perturbation thermique liée à l'augmentation brutale des températures de surface depuis le début de l'Holocène (11,7ka). L'état thermique du massif avant l'Holocène dépend du flux géothermique et des conditions de température de surface supposées stables dans le temps. Cette approche nécessite donc de combiner un modèle thermique en régime permanent afin de caractériser l'état thermique du massif avant l'Holocène et un modèle en régime transitoire depuis l'Holocène afin de quantifier la perturbation temporelle au sein du massif liée au transfert thermique par conduction depuis la surface.

Ce principe a été utilisé, dans un premier temps, pour estimer le flux géothermique avec deux conditions initiales de température en surface durant la période glaciaire. Cette approche fait l'objet de la première partie de cette section.

Des circulations froides localisées pénétrant en profondeur dans le massif viennent perturber l'état thermique des roches environnantes. L'état thermique du massif dépend de la profondeur atteinte par les circulations, de la température des circulations ainsi que de la durée depuis leur mise en place. Dans la seconde partie de cette section, nous proposons donc de modéliser les perturbations thermiques liées à la présence d'une zone froide au front du Houiller et qui viennent se surimposer aux perturbations thermiques liées aux changements de températures de surface depuis l'Holocène. La température de la zone froide est imposée et supposée constante. Dans un premier temps, nous faisons l'hypothèse d'une mise en place des circulations froides au début de l'Holocène, il y a 11,7ka. Nous ajustons alors la profondeur atteinte par les circulations froides afin de reproduire l'état thermique du massif environnant. Dans un deuxième temps, nous testons plusieurs hypothèses de profondeur des circulations froides et ajustons la période de temps nécessaire pour atteindre l'état du massif environnant actuellement observé.

La dernière partie de cette section est consacrée aux tests de sensibilité réalisés sur le modèle.

### 4.2.1 Conditions initiales thermiques de surface et ajustement du flux géothermique

#### Hypothèses sur les conditions initiales de températures de surface

La durée de la dernière période glaciaire (115 – 11,7 ka BP) nous permet de considérer qu'un régime thermique permanent s'est établi dans les massifs. Cette hypothèse néglige les variations climatiques qui se sont produites durant cette période ainsi que les effets thermiques des fluctuations glaciaires. Le début de l'Holocène (11,7 ka BP) est marqué par une brutale augmentation des températures. À cette date, le glacier de l'Arc n'est plus présent sur la zone d'étude (*cf. Nicoud et al. [2009] et chapitre 2*). Il s'est probablement retiré durant la période chaude du Bölling-Alleröd (14,7 à 12,9 ka BP).

Dans le cadre des modélisations proposées, nous considérons que les températures en surface depuis le début de l'Holocène correspondent aux températures actuelles. Afin de quantifier le flux géothermique nous testons deux conditions différentes de température en surface durant la période glaciaire. La première hypothèse (modèle CI1) est une température nulle sur l'ensemble de la surface du sol. Cette condition pourrait correspondre à la présence d'un glacier tempéré [Lebrouc *et al.* 2013] sur l'ensemble du modèle durant la dernière période glaciaire (115 – 11; 7kaBP). Dans ce cas, la période froide sans glacier du Dryas récent (12; 9 à 11; 7kaBP) est négligée. La deuxième hypothèse (modèle CI2) repose sur une température du sol inférieure de  $10^{\circ}\text{C}$  par rapport à celle imposée dans le modèle en transitoire durant l'Holocène. Ce choix est identique à celui de Kohl *et al.* [2001] qui se base sur les inversions de température dans un forage profond situé dans le sud-est de l'Allemagne [Kohl, 1998b,a, in Kohl *et al.* 2001]. Cette deuxième condition initiale peut correspondre à une absence de glacier.

Ces deux conditions initiales correspondent à deux cas extrêmes. La réalité est probablement entre les deux avec un glacier tempéré ou froid qui subsiste en fond de vallée et des versants dégagés. En absence de modèle de retrait glaciaire, une approche prenant en compte cette complexité ne peut être envisagée. C'est pourquoi nous avons fait le choix de tester ces deux cas extrêmes.

### Procédure d'ajustement du flux géothermique

Pour les deux hypothèses de conditions initiales de température au sol durant la période glaciaire, le flux géothermique a été ajusté de manière à reproduire les données de température observées au forage F133. Le forage F133 est considéré comme n'étant pas influencé par la zone froide à proximité du front du Houiller, il est donc possible d'ajuster le flux géothermique indépendamment de la perturbation thermique liée à la zone froide.

Pour chaque condition initiale de température au sol durant la période glaciaire, une procédure itérative est utilisée pour ajuster le flux. Elle consiste à choisir arbitrairement un flux utilisé à la fois pour calculer l'état thermique en régime permanent du massif avant l'Holocène et pour quantifier, en régime transitoire, l'évolution des températures en profondeur entre le début de l'Holocène et aujourd'hui liée au changement des conditions de température en surface. A chaque itération les résultats sont comparés aux mesures de température dans le F133. La procédure est répétée jusqu'à obtenir un résultat le plus proche des températures observées au F133 (*cf. fig. 4.12*).

### Résultat de l'ajustement du flux et critique des hypothèses sur les conditions initiales

Dans les deux hypothèses de condition initiale, la reproduction des données de température observées dans le forage F133 est possible suite à l'ajustement du flux (*cf. fig. 4.14*).

Dans l'hypothèse d'une température initiale nulle, le flux géothermique a été ajusté à  $98\text{ mWm}^{-2}$ . Dans le cas d'une température initiale en surface inférieure de dix degrés par rapport à l'actuelle le flux géothermique est ajusté à  $103\text{ mWm}^{-2}$ .

La différence entre les deux modèles est inférieure à  $0,5^{\circ}\text{C}$  au niveau des forages. Cette différence s'accroît en profondeur (*cf. fig. 4.13*). Les données dont nous disposons ne permettent pas de discriminer les deux hypothèses.

Les différences induites par les hypothèses sur les conditions initiales n'étant pas discriminables sur nos données, dans la suite de cette étude, nous avons choisi d'effectuer les

modélisations en n'utilisant qu'une des hypothèses. L'hypothèse retenue est celle d'une température initiale inférieure de dix degrés par rapport à l'actuelle. Ce choix est justifié par l'absence de glacier sur la zone d'étude durant la fin de la dernière période glaciaire et par le fait que les versants étaient probablement désenglacés avant le retrait total du glacier de l'Arc.

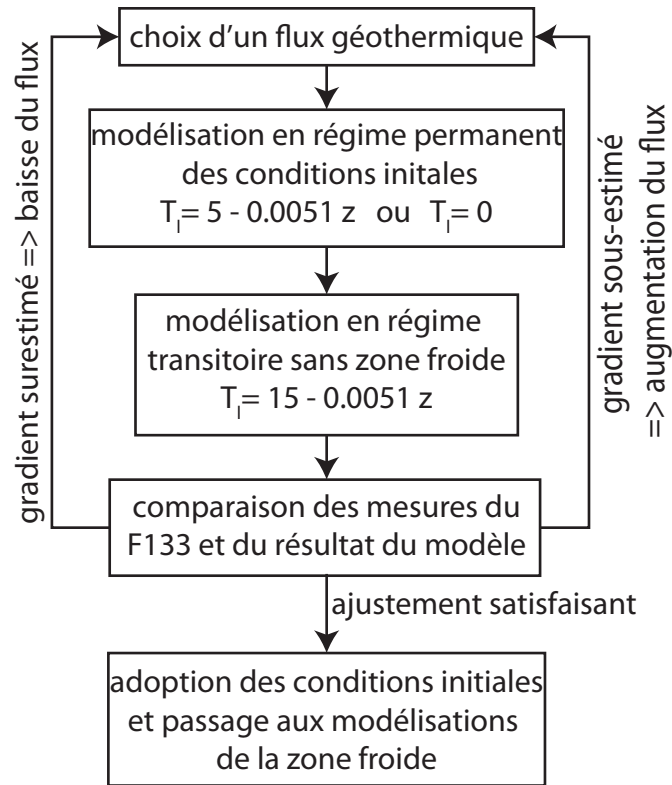


FIGURE 4.12 – Procédure itérative d'ajustement du flux géothermique.

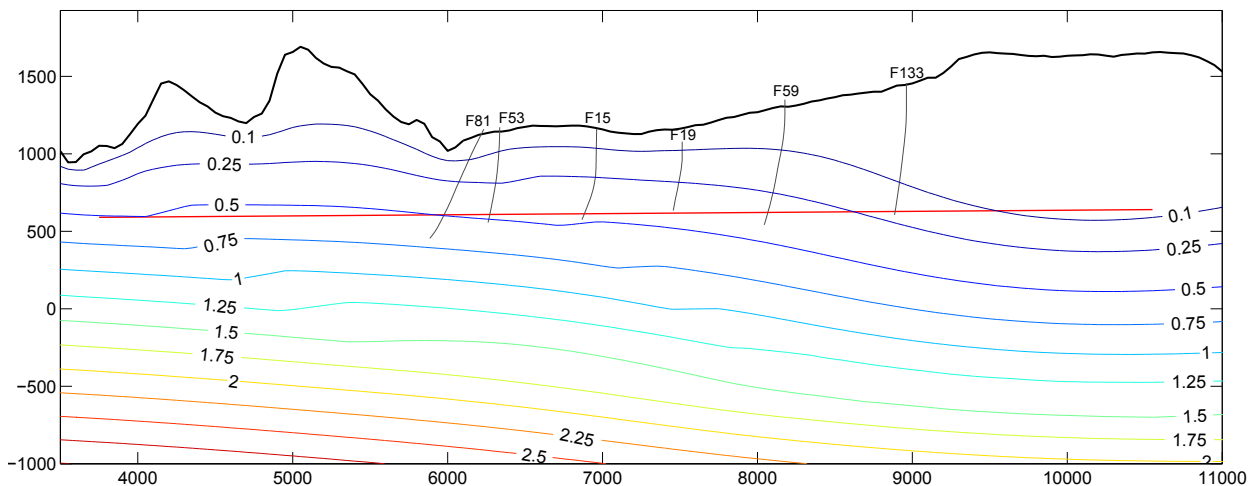
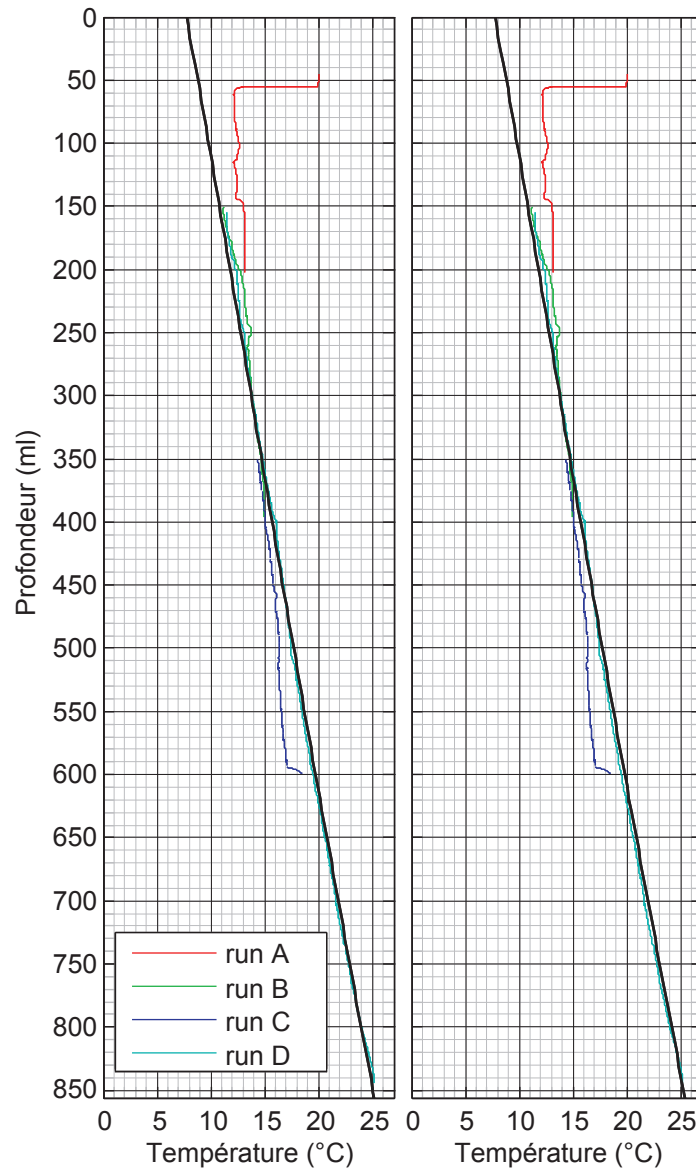


FIGURE 4.13 – Différence de températures entre les modèles CI2 et CI1 (CI2 moins CI1) : dans la zone où des forages sont implantés, les différences sont inférieures à  $0,5^{\circ}\text{C}$ .



**FIGURE 4.14** – Comparaison entre les températures modélisées et mesurées dans le forage F133 pour les différents calages de flux géothermique : à gauche, dans l'hypothèse d'une température du sol initialement nulle (modèle CI1) et à droite, dans l'hypothèse d'une température initialement inférieure de 10°C à l'actuelle (modèle CI2).

### 4.2.2 Modélisation de la zone froide

Nous avons effectué cinq modèles incluant la zone froide. Pour le premier, la circulation est active depuis le début de l'Holocène et la profondeur de la zone froide est ajustée afin de reproduire au mieux l'état thermique du massif environnant. Pour les quatre autres, la profondeur de la zone froide est fixée et la durée d'imposition des températures froides est le paramètre d'ajustement.

Sur les dix forages profonds présents sur le secteur modélisé, seuls six ont été retenus pour effectuer des comparaisons entre les températures modélisées et mesurées. Les forages F134 et F135 ont été écartés à cause de leur proximité avec le bord sud-est du modèle et surtout du fait qu'ils sont perturbés par des circulations.

Les forages F18 et F52 sont trop éloignés de la coupe principale pour pouvoir être utilisés. En effet, la non prise en compte de l'obliquité des structures par rapport aux coupes entraîne des différences importantes entre la distance réelle et la distance des forages à la zone froide dans le modèle.

L'ajustement des modèles se fait donc en utilisant les forages F53, F81, F15, F19, F59 et F133. Le forage F133 a servi à l'ajustement du flux géothermique car il est considéré comme en dehors de la zone impactée par l'effet thermique de la zone froide. Le forage F15 est le plus contraignant, c'est donc lui qui a principalement servi aux ajustements, soit de la profondeur de la zone froide soit des âges d'activation de cette zone.

#### Hypothèse d'activation des circulations au début de l'Holocène

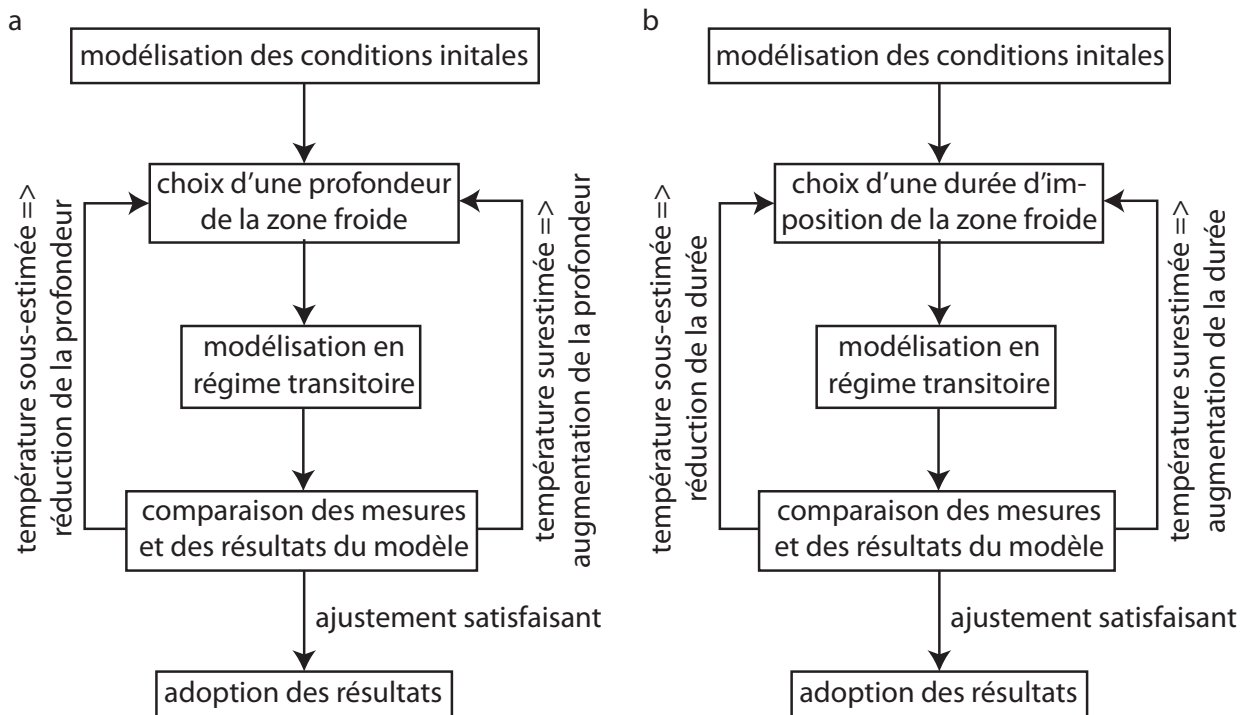
Dans les Alpes, l'activation des circulations profondes s'est probablement effectuée au début de l'Holocène [Gallino *et al.* 2009; Thiebaud *et al.* 2010]. Dans le modèle M1, nous imposons une température homogène et constante de 7°C sur l'ensemble de la zone froide afin de simuler l'effet thermique des circulations froides profondes.

L'évolution thermique en surface reprend les hypothèses du modèle CI2 (*cf. point 4.2.1*). La mise en place des circulations froides en profondeur ne peut donc s'effectuer que lorsque les températures au sol sur la zone d'alimentation deviennent positives à la suite du réchauffement climatique brutal au début de l'Holocène. Le modèle CI2 montre que cette disparition est effective au bout de 200 ans. La température de 7°C sur la zone froide est donc imposée à partir de 11,5 *ka BP*.

Toutefois, il est important de garder à l'esprit que la période de 200 ans obtenue par le modèle ne prend pas en compte la présence et la fonte d'un éventuel pergélisol. Ceci peut entraîner une sous-estimation de la durée durant laquelle la température de la roche est négative. De plus notre modèle n'intègre pas l'ensemble du bassin versant des sources et de la circulation profonde.

La profondeur de la zone froide est ajustée par une méthode itérative qui consiste à modifier la profondeur de la zone froide afin d'ajuster au mieux les températures calculées et celles mesurées au niveau des forages (*cf. fig. 4.15 a*).





**FIGURE 4.15** – Procédure d'ajustement de la zone froide : a : dans le cas où la profondeur de la zone froide est le paramètre d'ajustement (modèle M1); b : dans le cas où la durée d'imposition de la zone froide est le critère d'ajustement (modèles M2 à M5).

### Hypothèse sur la profondeur de la zone froide

Pour les modèles M2 à M5, des profondeurs de la zone froide ont été choisies arbitrairement. Pour chaque cas, c'est la durée des circulations qui sert à ajuster les températures modélisées à celles observées.

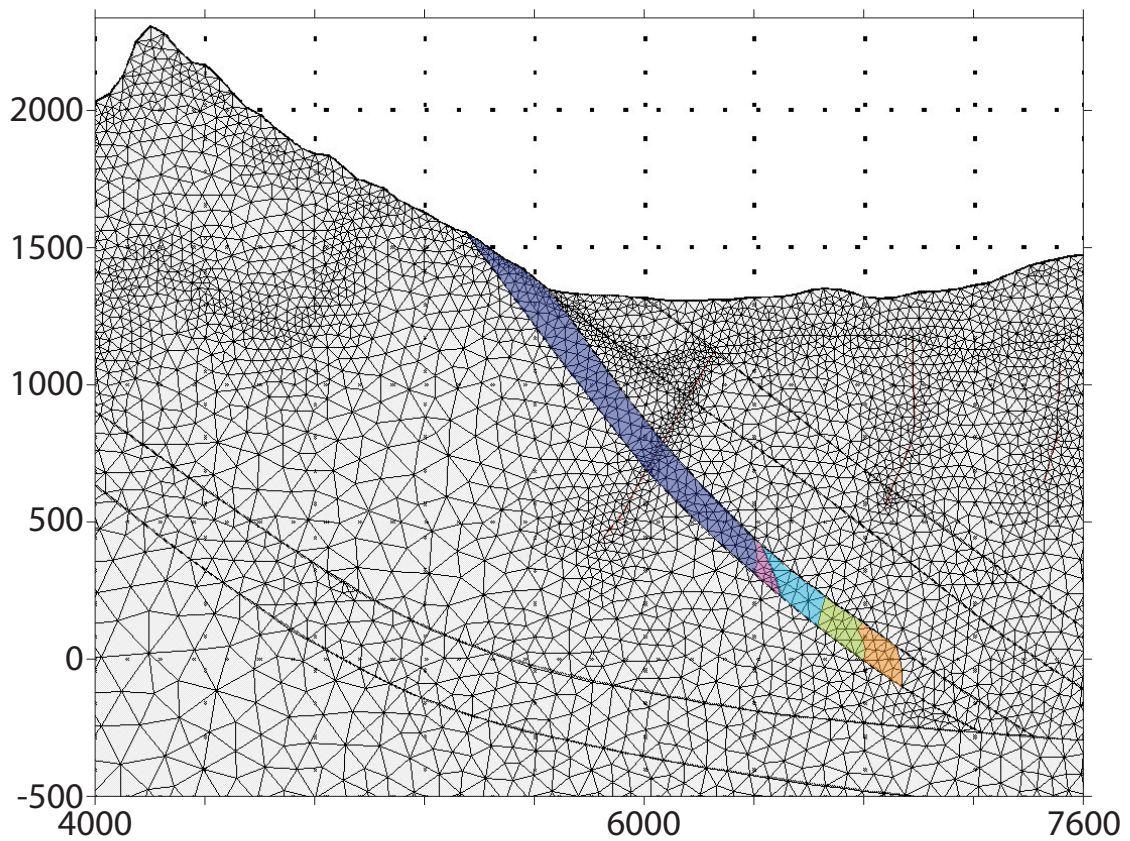
Quatre hypothèses différentes de profondeur de la zone froide sont testées. Elles correspondent à un approfondissement par tranche d'environ cent mètres de dénivelé de la zone froide issue de l'ajustement du modèle M1 (cf. *tableau 4.3* et *figure 4.16*).

La durée d'imposition de la zone froide est obtenue par une méthode itérative qui consiste à modifier la durée d'imposition de la zone froide en fonction de la comparaison des résultats du modèle et des mesures (cf. *fig. 4.15 b*).

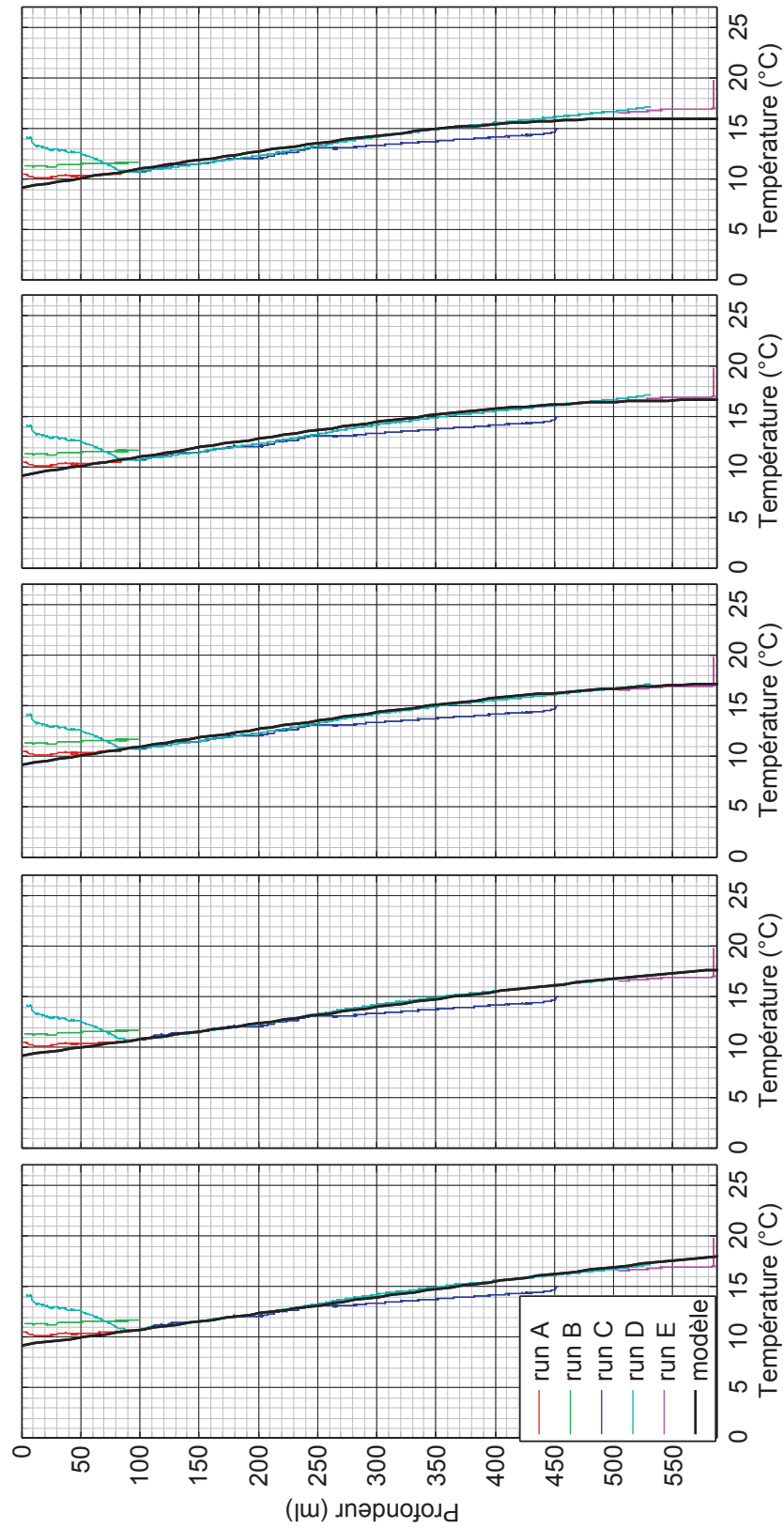
### Résultats

Pour l'ensemble des modèles décrit ci-dessus, il est possible de trouver un ajustement qui permet de reproduire les températures dans la plupart des forages. La *figure 4.17* montre les températures observées et modélisées pour les cinq modèles proposés pour le forage F15 qui est le plus contraignant. La comparaison des températures observées et modélisées pour les autres forages et le champ de température sur la coupe principale est présentée dans les *figures 4.19* et *4.20* pour le modèle M1 et en annexe F pour les autres modèles.

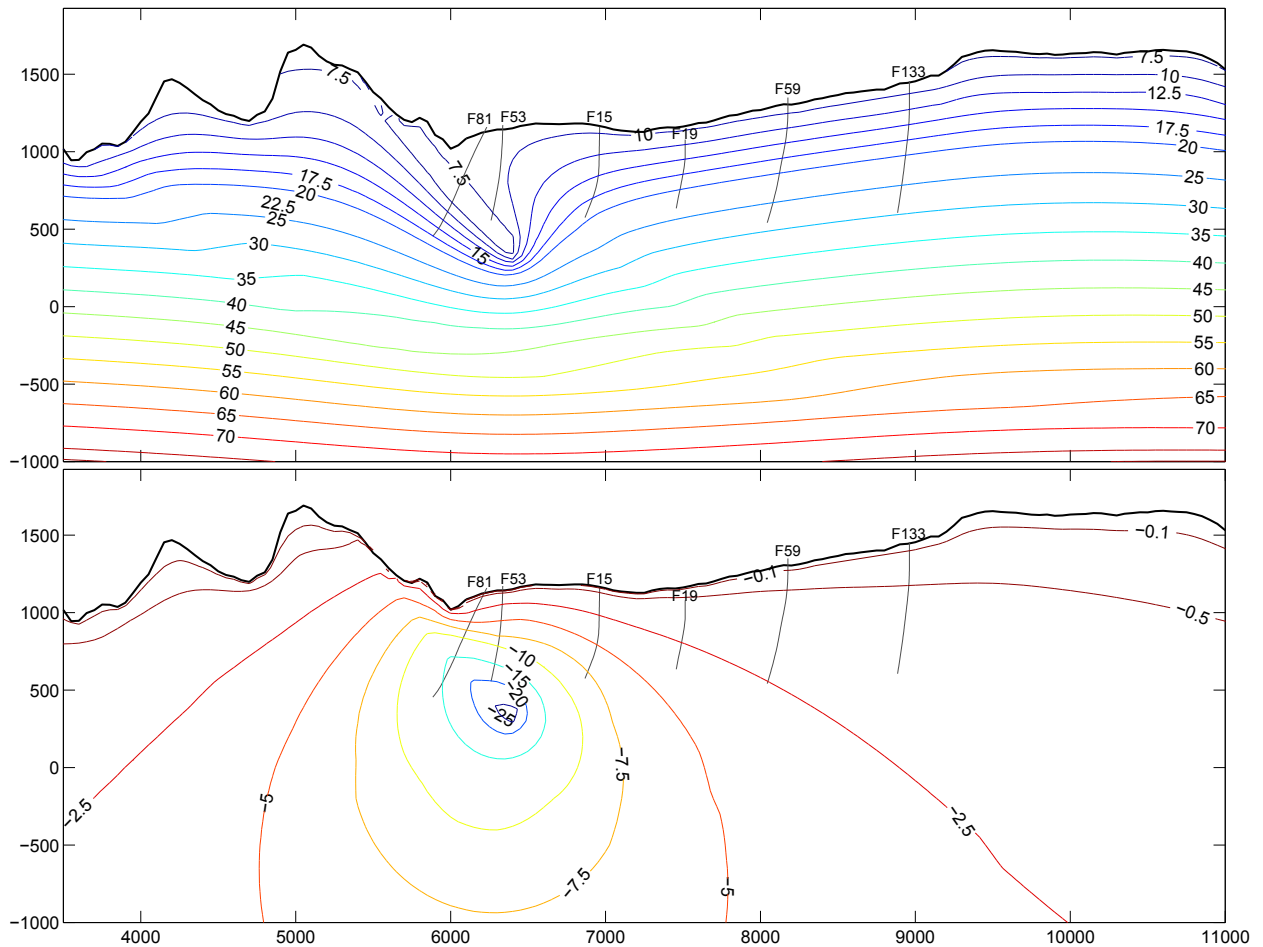
La *figure 4.18* montre le champ de température et la différence de température induite par la zone froide en régime permanent pour le modèle M1. L'ensemble du modèle est refroidi par la zone froide, la diminution de température est majoritairement supérieure à 2,5°C sur une largeur de 2 km de part et d'autre de la zone froide.



**FIGURE 4.16** – Différentes hypothèses de profondeur de la zone froide : en bleu foncé la zone où les températures ont été imposées pour le modèle M1 (après calage), les autres couleurs (violet, bleu clair, vert et orange) correspondent aux zones supplémentaires où est imposée la température dans les quatre hypothèses de profondeur de la zone froide (respectivement pour le modèle M2, M3, M4 et M5).



**FIGURE 4.17** – Comparaison entre les températures modélisées et mesurées dans le forage F15 pour les différents modèles : de gauche, à droite, les modèles M1 à M5



**FIGURE 4.18** – Température du modèle M1 en régime permanent au niveau de la coupe principale (en haut) et comparaison à un modèle identique sans zone froide (en bas), les lignes en gris représentent les forages. En régime permanent, l'ensemble du modèle est affecté par la zone froide.

**Ajustement de la profondeur de la zone froide :** Pour le modèle M1, les températures dans le forage F15 sont reproduites de manière satisfaisante (*cf. fig. 4.17*). La profondeur de la zone froide qui permet de reproduire au mieux ces températures correspond à la zone matérialisée en bleu foncé sur la figure 4.16, le point bas de la zone froide est situé à 320m *ngf* (*cf. tab. 4.3*).

**Ajustement de la durée d'imposition des températures froides :** Pour l'ensemble des quatre modèles (M2 à M5), les températures modélisées permettent de reproduire celles du forage F15. Ici, c'est l'âge à partir duquel les températures sont imposées dans la zone des circulations qui est ajustée. Le meilleur ajustement est recherché en modifiant la durée par tranche de 500 ans. Le tableau 4.3 résume les âges à partir desquelles la température est imposée dans la zone définie sur la figure 4.16.

**Tableau 4.3** – *Récapitulatif des âges de début d'imposition de la température pour les différents modèles. Le paramètre imposé dans le modèle apparaît en italique dans le tableau, l'autre est ajusté.*

modèle	date de début de la zone froide	cote du point bas de la zone froide (m NGF)
M1	<i>11,5 ka BP</i>	320
M2	5 ka BP	<i>230</i>
M3	2,5 ka BP	<i>120</i>
M4	2 ka BP	<i>0</i>
M5	2 ka BP	<i>-100</i>

### 4.2.3 Analyse de sensibilité

Afin d'évaluer les erreurs pouvant découler des incertitudes sur les principaux paramètres de modélisation, une série de tests de sensibilité a été effectuée.

Ces tests ne consistent pas seulement à changer la valeur d'un paramètre mais aussi à recalculer la durée de la perturbation froide et le flux. Chaque modèle permet de reproduire les données observées de manière satisfaisante, c'est pourquoi les tests de sensibilité porteront sur les paramètres d'ajustement obtenus c'est à dire le flux géothermique, la profondeur de la zone froide et le temps depuis lequel la perturbation froide s'est mise en place.

Nous avons réalisé les tests à partir du modèle M3 qui apparaît ajuster au mieux les températures dans le forage F15 (modèle M3).

Sur les 6 paramètres testés (*cf. tableau 4.4*), quatre ne nécessitent pas de refaire de calage et ont une influence limitée, ainsi pour :

- la température de la zone froide : l'augmentation (ou la diminution) d'un degré de la température de la zone froide retarde (accélère) légèrement la propagation de la perturbation. Les décalages en temps induits sont inférieurs à 500 ans. Ces différences s'expliquent par le fait que le gradient initialement induit par la zone froide est plus faible (plus élevé), ce qui retarde (accélère) la diffusion des températures froides.
- la conductivité du socle et des domaines externes : la diminution (ou l'augmentation) de cette conductivité entraîne un ralentissement apparent (accélération apparente) de la propagation de l'effet thermique des circulations. En réalité, c'est la température initiale avant le début de l'introduction de la zone froide qui est modifiée. La modification

**Tableau 4.4** – Liste des paramètres ayant fait l’objet d’un test de sensibilité : la valeur utilisée dans les modélisations est rappelée suivie des deux valeurs utilisées dans les tests de sensibilité.

Paramètre	val. de référence	val. inférieure	val. supérieure
Température de la zone froide ( $^{\circ}\text{C}$ )	7	6	8
Conductivité du socle et des domaines externes ( $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	3	2,55	3,45
Conductivité des anhydrites ( $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	5	4,25	5,75
Conductivité du Sub-Briançonnais ( $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	3	2,55	3,45
Conductivité du Houiller ( $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ )	3,5	3	4
Amplitude du changement de température Pléistocène-Holocène ( $^{\circ}\text{C}$ )	10	8,5	11,5

des conductivités dans les domaines externes entraîne une augmentation (diminution) relative du flux dans les autres terrains (Sub-Briançonnais, Anhydrites et Houiller). Ceci provoque donc une augmentation (diminution) de la température en profondeur dans ces terrains. Cette variation relative de flux n’est pas suffisante pour entraîner la nécessité de recalculer le flux géothermique (l’effet sur le gradient du F133 est de  $\pm 0,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ).

- la conductivité des anhydrites n’influe pas de manière significative.
- la conductivité du Sub-Briançonnais : l’influence de ce paramètre et l’analyse qui en découle est comparable à celle de la conductivité des domaines externes.

La conductivité du Houiller est le paramètre testé qui a la plus grande influence. Il est en lien direct avec le gradient du F133 qui a servi au calage du flux. Une modification de ce paramètre implique donc d’ajuster de nouveau le flux. Après calage il est de  $93 \text{ mWm}^{-2}$  et  $113 \text{ mWm}^{-2}$  (au lieu de  $103 \text{ mWm}^{-2}$ ) pour une conductivité respective de 3 et  $4 \text{ mWm}^{-1}\text{C}^{-1}$ .

L’ajustement de l’âge du début de la zone froide est inchangé ( $2,5 \text{ ka BP}$ ) dans le cas de l’augmentation de conductivité et augmenté de plus de 500 ans dans le cas de la baisse. Cette dissymétrie de comportement est difficile à expliquer. Une hypothèse pourrait être que les interactions entre augmentation de la conductivité et du flux et entre baisse du flux et de la conductivité ne sont pas identiques.

Le dernier test de sensibilité concerne l’amplitude du changement de température entre le Pléistocène et l’Holocène. Ce paramètre modifie les températures sur l’ensemble du modèle, ce qui impose de modifier l’ajustement du flux. La diminution ou l’augmentation de  $1,5^{\circ}\text{C}$  de l’amplitude du changement de température induit respectivement une diminution ou augmentation de  $4 \text{ mWm}^{-2}$  du flux. Par contre, une fois ce calage en flux effectué sur le forage F133, l’âge de début de la zone froide reste inchangée ( $2,5 \text{ ka BP}$ ).

En résumé, le facteur le plus influent, jouant à la fois sur la durée de la zone froide et le flux, est la conductivité du Houiller. La température de la zone froide modifie de manière marginale la durée de la perturbation. L’amplitude du changement de température entre le Pléistocène et l’Holocène et de manière marginale la conductivité des zones externes et du

Sub-Briançonnais influent sur l'ajustement du flux géothermique sans conséquence notable sur la durée de la zone froide. Enfin, la conductivité des anhydrites ne semble pas influencer.

La complexité des modèles proposés ne permet pas d'effectuer des tests exhaustifs sur l'ensemble des scénarios modélisés et sur l'ensemble des paramètres tels que la capacité calorifique des roches notamment ou encore sur les interactions entre les différents paramètres.

## Section 4.3

## Discussion

### 4.3.1 Flux géothermique

Selon les hypothèses de température du sol pendant la période glaciaire, le flux géothermique est ajusté à  $98 \text{ mWm}^{-2}$  et  $103 \text{ mWm}^{-2}$ . Les différences de calage entre les deux modèles CI1 et CI2 ne permettent pas d'argumenter en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses de condition initiale (température du sol nulle ou inférieure de  $10^\circ\text{C}$  à l'actuelle).

Les glaciers étant souvent polythermiques [Owen *et al.* 2009] et, ne couvrant pas la totalité des versants, la réalité est sans doute intermédiaire entre ces deux états.

Les valeurs de flux géothermique peuvent sembler élevées. En effet, Goy [1996] a estimé le flux géothermique à  $70 \text{ mWm}^{-2}$ . Cette estimation se base sur les gradients dans les parties profondes des forages. Toutefois, cette approche ne prend pas en compte les variations de température en surface au passage du Pléistocène à l'Holocène, elle ne nous paraît donc pas appropriée pour déterminer le flux.

Dans leurs modélisations du massif du Gothard, Kohl *et al.* [2001] suggèrent que le flux géothermique dans les zones de fort relief est largement sous-estimé. Ils ont trouvé un flux de  $84 \text{ mWm}^{-2}$  (dont  $10 \text{ mWm}^{-2}$  qu'ils imputent à la surrection) en appliquant les mêmes variations de température en surface au passage du Pléistocène à l'Holocène. Au regard de leurs résultats, nos valeurs apparaissent encore élevées. Ceci peut en partie s'expliquer par le fait que la méthode de prise en compte du relief sous-estime les gradients (cf. section 4.1). Cette sous-estimation du gradient est compensée dans notre approche par une surestimation du flux géothermique.

De plus, les tests de sensibilité ont montré que le calage du flux est très sensible à la conductivité du Houiller et dans une moindre mesure à l'amplitude de la variation de température des sols entre le Pléistocène et l'Holocène. En effet, la diminution de 15% de la conductivité du Houiller et l'augmentation du flux liée à la méthode de prise en compte du relief permettraient de ramener le flux à une valeur proche de celle proposée par Kohl *et al.* [2001].

Comme ces auteurs, nous pensons donc que le flux géothermique est généralement sous-estimé dans les Alpes. Notre méthode de prise en compte du relief a toutefois tendance à entraîner une surestimation du flux, ce qui nous fait conclure que le flux géothermique, dans la zone étudiée, est légèrement inférieur aux valeurs issues du calage.

### 4.3.2 Évaluation de l'ajustement des modèles

Les figures 4.19 et 4.20 montrent respectivement, pour le modèle M1, les températures modélisées et mesurées dans les six forages retenus pour la comparaison et le champ de température au niveau de la coupe principale. Des figures similaires pour les autres modèles sont présentées dans l'annexe F.

#### Forage F81

La reconstitution des températures du forage F81 montre par rapport aux données d'une part une zone froide apparemment plus profonde d'environ 60 m et d'autre part un gradient



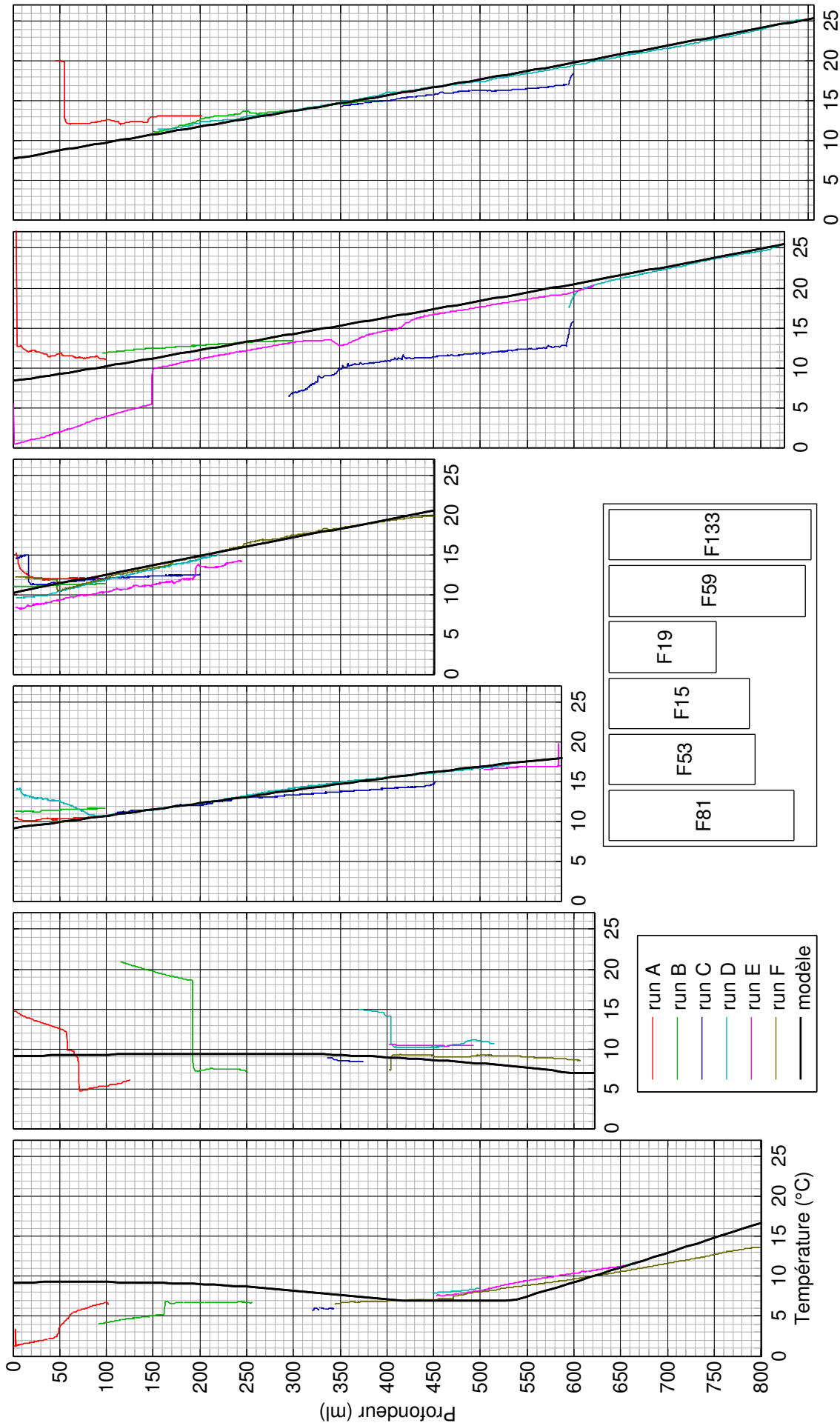
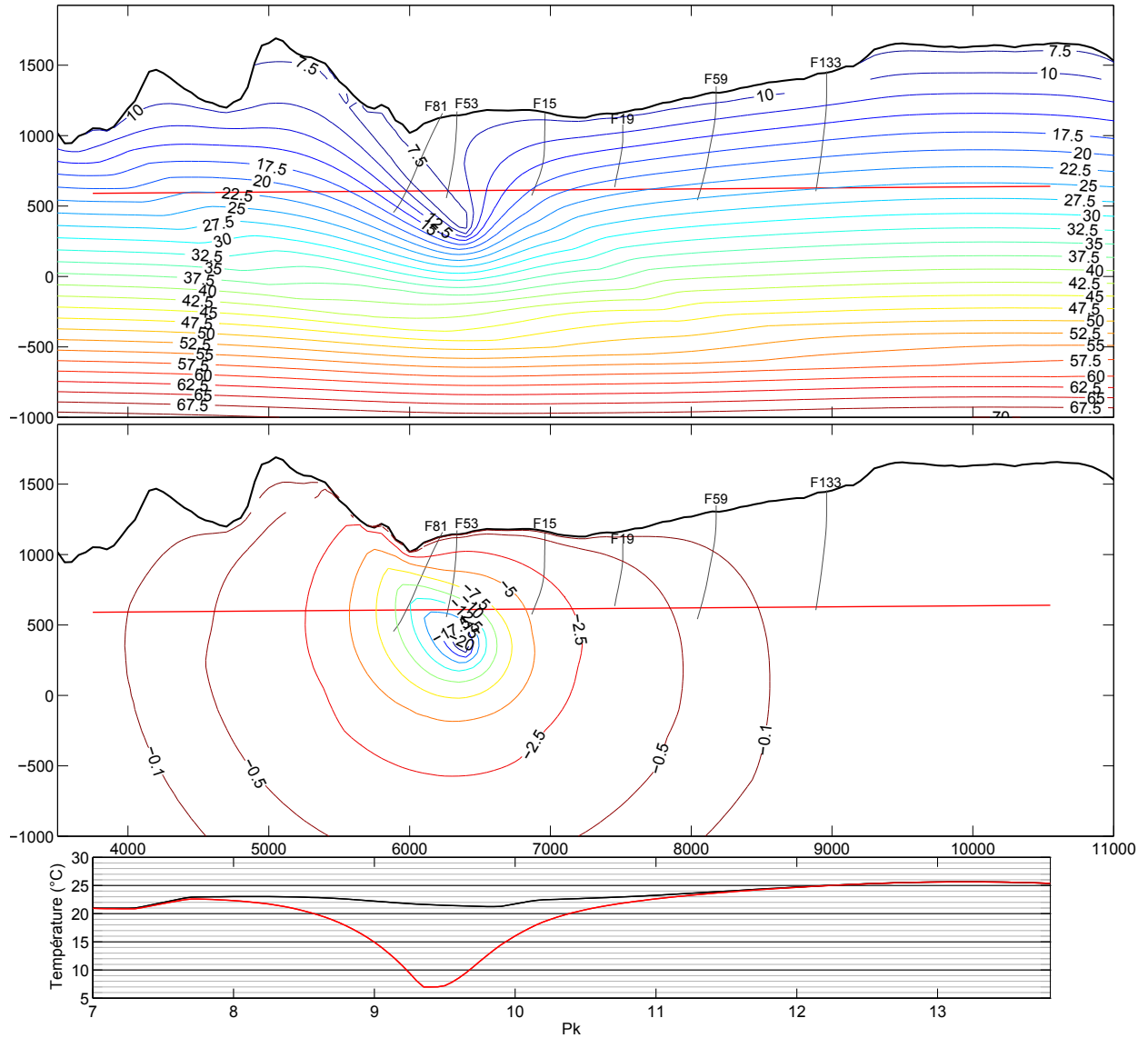


FIGURE 4.19 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M1.



**FIGURE 4.20** – Température du modèle M1 au niveau de la coupe principale (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

sous la zone froide nettement plus élevé.

La zone froide, dans le schéma conceptuel des écoulements (*cf. point 3.2.2*) et dans le modèle, a été associée à la base du Dogger alors que les données du F81 montrent un écart d'une cinquantaine de mètres entre ces deux limites. Cet écart explique l'essentiel du décalage d'altitude de la zone froide entre les données observées et les valeurs modélisées. Le reste est probablement à mettre sur le compte du mode de projection de la trajectoire du forage dans le plan de coupe du modèle.

En revanche la différence entre gradient calculé et gradient observé sous la zone froide demande à être discuté en détail.

Dans le cas du modèle M1, la différence entre les gradients apparents mesuré et calculé dans le forage est d'une quinzaine de degrés par kilomètre (environ  $35^{\circ}\text{C km}^{-1}$  au lieu de  $20^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ). Pour les modèles M2 à M5, le gradient augmente de  $39^{\circ}\text{C km}^{-1}$  à plus de  $45^{\circ}\text{C km}^{-1}$  avec l'augmentation de la profondeur de la zone froide.

Il apparaît que le gradient modélisé est ici dépendant de quatre facteurs : la durée d'imposition de la température dans la zone froide, la conductivité thermique dans le Sub-Briançonnais, la température dans la zone froide et la géométrie de cette zone froide (pendage en particulier).

La durée d'imposition de la température froide devrait être rallongée pour que le gradient calculé diminue. Or il est difficilement concevable d'envisager une telle circulation avant la fin de la période glaciaire. Cet argument ne peut donc pas expliquer la différence sur le modèle M1.

Les tests de sensibilité ont montré qu'une variation dans des valeurs raisonnables de la conductivité thermique ou de la température de la zone froide ne peuvent expliquer la différence entre les gradients thermiques modélisé et observé.

La géométrie de la zone froide, en particulier son pendage, semble le facteur le plus efficace pour modifier le gradient calculé. Une augmentation de ce pendage conduit à une augmentation de celui des isothermes sous la zone froide. Ainsi l'angle entre ces isothermes et le forage diminue entraînant la diminution du gradient apparent le long du forage.

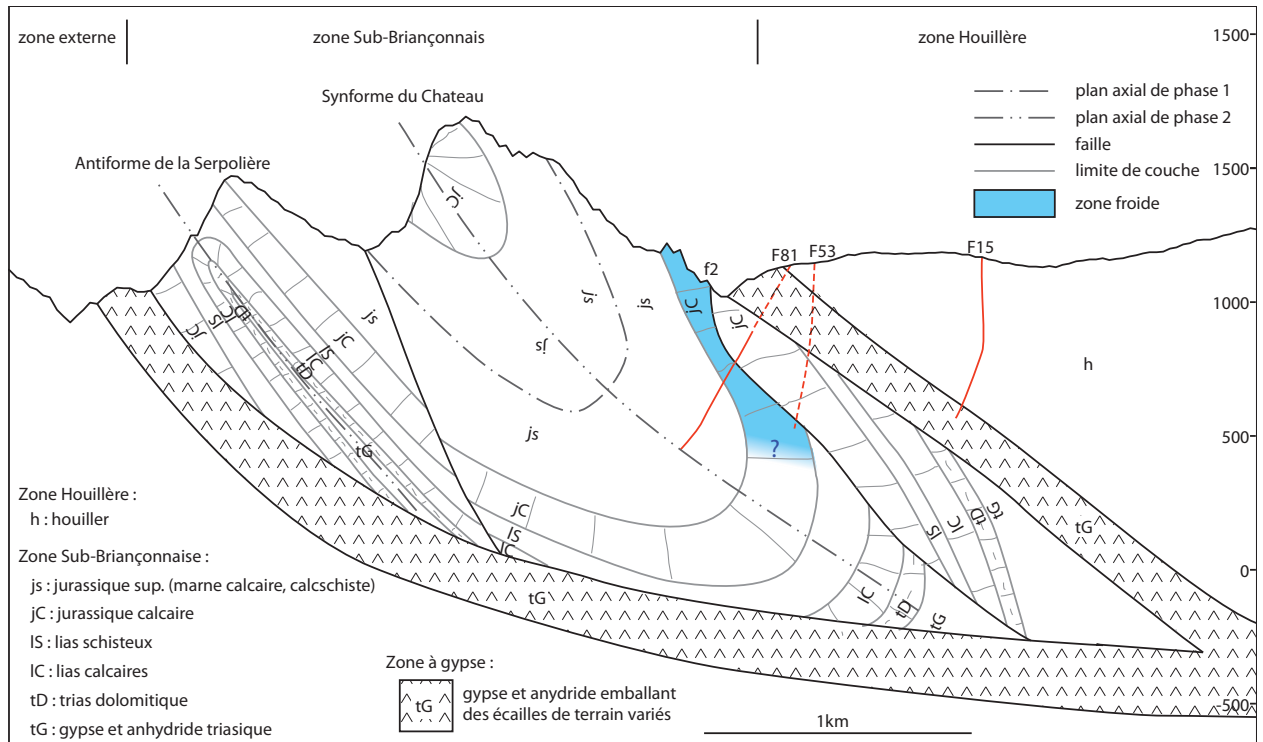
La modification géométrique à introduire dans le modèle serait a minima d'inclure dans la zone froide la partie sommitale du Dogger du flanc inverse de la synforme située sous la faille f1 (*cf. fig. 4.5*). Une autre solution serait un épaississement de la charnière de la synforme plus important et la suppression de la faille f1 (*cf. fig. 4.21*). Cette épaississement de charnière est envisageable au vu de la variabilité du plongement de l'axe de la synforme.

## Forage F53

Les écarts de température obtenus au moyen des différents modèles sont très faibles (inférieurs à  $0,5^{\circ}\text{C}$ ), ils ne permettent donc pas de discuter les différents ajustements. Ceci est d'autant plus vrai que, à l'exception des deux cents derniers mètres, les mesures de température sont discontinues et peu fiables (mesures dans l'air ou dans les fluides de forage).

Dans le fond du forage, les températures mesurées sont plus chaudes que celles modélisées (zone froide à  $7^{\circ}\text{C}$ ). Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette différence :

- la zone de circulation se trouve plus bas sous le forage : la zone froide modélisée trop haut entraîne une baisse de la température trop rapide. Cette hypothèse peut être corroborée par une légère baisse des températures observées dans les derniers mètres du forage. Toutefois, l'amplitude de cette baisse est très faible et n'est peut être pas significative ;



**FIGURE 4.21** – Coupe géologique du Sub-Briançonnais modifiée pour réduire l'angle entre la zone froide et le forage F81, la zone supposée des circulations froides apparaît en bleu.

- l'eau qui circule à ces profondeurs a déjà commencé à se réchauffer. Ceci sous-entend que les débits qui circulent ne sont plus suffisants pour imposer la température de l'eau. Cet aspect pourrait être testé par une modélisation couplée hydrodynamique et thermique.

### Forage F15

Le forage F15 est le forage le plus contraignant du fait de sa position par rapport à la zone froide. Il a servi de référence principale pour les ajustements, il est donc normal qu'il reproduise les températures observées.

Toutefois, les ajustements sont plus ou moins satisfaisants selon les cas (*cf. fig. 4.17*). Les différences concernent l'évolution du gradient avec la profondeur. Pour mémoire le gradient thermique diminue avec la profondeur dans ce forage. Par la suite, nous utiliserons le terme de courbure du profil de températures pour désigner cette diminution.

Les modèles reproduisent plus ou moins bien la courbure du profil de température. Selon les modèles, on observe :

- modèle M1 : les températures modélisées sont trop linéaires : au milieu du forage, la température est trop basse puis devient trop élevée en bas du forage ;
- modèle M2 : l'ajustement est meilleur que dans le cas précédent, les différences entre les mesures et le modèle sont réduites ;
- modèle M3 : c'est le modèle qui reproduit le plus fidèlement les températures observées ;

- modèle M4 : on commence à percevoir une courbure trop importante, en effet, les températures modélisées sont trop importantes autour de 200m et légèrement trop basses dans le bas du forage ;
- modèle M5 : le phénomène décrit précédemment est amplifié en particulier en partie basse du forage.

Ces observations sont toutefois à nuancer, en effet la courbure d'un profil de température dépend de la profondeur de la zone froide mais peut aussi varier avec la distance à la zone froide. Nous avons évoqué à la section 4.1 la non prise en compte de l'obliquité des structures qui conduit à une surestimation d'environ 10% de la distance entre la zone froide et les forages situés sur la coupe principale. Ceci provoque probablement une sous-estimation de la courbure.

Les profondeurs les plus importantes attribuées à la zone de circulation froide (modèles M4 et M5) conduisent à une courbure trop importante et sont probablement surestimées. Il est probable que ce soit aussi le cas pour le modèle M3, car notre modèle a tendance à sous-estimer la courbure des profils de température.

### Forage F19

Les températures modélisées dans le F19 ne reproduisent dans aucun des cas les variations de gradient observées sur les données. Les gradients plus linéaires sont dus à la surestimation, dans le modèle, de la distance entre la zone froide et le forage. En effet, le forage F19 est décalé de la coupe principale, ce qui entraîne une surestimation plus importante de la distance entre la zone froide et le forage, mais aussi de la distance aux anhydrites. Ceci le rend inexploitable pour l'évaluation des ajustements.

### Forage F59

Sur l'ensemble des modèles le gradient dans le F59 est un peu sous-estimé notamment pour le modèle M1. Dans la partie haute du forage les températures sont surestimées. Les températures sont imposées en surface. Or les 90 premiers mètres du forage sont des éboulis qui pourraient être parcourus par des écoulements superficiels. Ceux-ci pourraient imposer une température de surface à 90 mètres de profondeur. Il est probable qu'une telle modification de condition aux limites s'amortisse avec la profondeur et contribue ainsi à augmenter le gradient.

On peut voir sur la figure 4.20 et en annexe F que l'effet de la perturbation froide est compris entre  $0,5^{\circ}\text{C}$  et  $0,1^{\circ}\text{C}$  pour le modèle M1 et inférieurs à  $0,1^{\circ}\text{C}$  pour les autres modèles. On peut donc en déduire que si une erreur majeure avait été commise dans l'ajustement du flux elle devrait apparaître dans la comparaison entre les températures modélisées et mesurées dans le forage F59.

## 4.3.3 Discussion sur les paramètres d'ajustement

### Hypothèse d'activation des circulations au début de l'Holocène

Dans le cas du modèle M1, le paramètre ajusté est la profondeur de la zone froide. Le résultat du calage pour ce modèle correspond à la zone bleu foncé de la figure 4.16. Cette profondeur est la plus faible pouvant être définie en accord avec l'hypothèse d'activation des circulations durant de l'Holocène. Des circulations peuvent toutefois se produire plus en profondeur mais sans imposer une température de  $7^{\circ}\text{C}$  au milieu.

### Hypothèse de profondeur de la zone froide

Dans le cas des modèles M2 à M5, c'est la durée de l'imposition de la température qui est ajustée (*cf. tableau 4.3*). Les trois hypothèses les plus profondes (modèles M3 à M5) donnent des âges très récents ( $\geq 2,5$  ka BP), il ne semble absolument pas réaliste d'un point de vue paléoclimatique. En effet, aucun élément ne permet de justifier l'activation d'une circulation à cette époque.

Pour le modèle M2, l'âge (5 ka BP) pourrait correspondre approximativement à une augmentation des précipitations. Toutefois, une augmentation des précipitations ne nous paraît pas pouvoir expliquer à elle seule le passage d'un milieu chaud à un milieu froid en profondeur. En effet, nous pensons que même un débit faible peut entraîner un refroidissement.

Le facteur pouvant retarder la mise en place des circulations au début de l'Holocène est la présence de pergélisol. La chronologie de sa fonte est mal connue. Le fait que la première partie de l'Holocène ait été plus chaude que sa seconde moitié ne suggère pas une fonte récente. Toutefois, jusque 6,5 ka BP mais surtout avant 8 ka BP la saisonnalité était plus marquée avec des hivers plus froids. Ceci combiné avec des précipitations moins importantes (faible couverture neigeuse hivernale) a pu contribuer à maintenir le pergélisol plus longtemps en haute altitude dans la première partie de l'Holocène.

#### 4.3.4 Conclusion sur la vraisemblance des scénarios de modélisation

Les points soulevés dans cette section nous permettent de dire que les deux modèles M4 et M5 ne semblent pas vraisemblables en raison de :

- la trop forte courbure du profil de température au niveau du forage F15 ;
- du trop fort gradient sous la zone froide dans le forage F81 ;
- des dates de début de l'imposition des températures très récentes qui ne peuvent être étayées par des éléments paléoclimatiques.

En raison de la sous-estimation probable par le modèle de la courbure des profils de température dans le forage F15, l'ensemble de ces arguments est applicable aussi au modèle M3.

Le fait d'écarter ces hypothèses de profondeur permet de contraindre fortement la profondeur de la zone froide (entre l'hypothèse bleu foncé et magenta dans la figure 4.16). Toutefois, il est important de garder à l'esprit que ce résultat est soumis à caution en raison des limites du modèle. En effet, il est possible que la zone où les circulations se produisent se poursuive en profondeur, ses eaux se réchauffant progressivement avec la profondeur ou les circulations chassant les eaux chaudes présentes auparavant dans la zone perméable.

Les autres modèles (M1 et M2) ont montré un déficit de courbure dans le profil de température modélisé au niveau du forage F15. Ceci pourrait être lié à la construction du modèle. Cette argument ne permet donc pas de conclure sur la validité de ces modèles.

Lebrouc *et al.* [2013] proposent une disparition totale du pergélisol sur les versants de Séchilienne entre 10 et 11 ka BP, l'altitude de leur zone d'étude étant nettement moins importante, 1100 m maximum contre un impluvium supposé s'étager entre 1400 et 2800 m. Ceci combiné aux données paléoclimatiques nous porte à croire que l'activation des circulations s'est faite durant la première moitié de l'Holocène. On peut donc dire que le modèle le plus vraisemblable est un modèle intermédiaire entre le modèle M2 et le modèle M1 qui serait probablement plus proche du modèle M1.

## Section 4.4

## Conclusions et perspectives

Notre approche est une première tentative de modélisation numérique des anomalies thermiques observées sur les forages profonds à proximité du front du Houiller. Les résultats en régime thermique transitoire montrent que les anomalies thermiques observées peuvent être expliquées par les conséquences du changement climatique à la fin la dernière période glaciaire. Elles se traduisent par des changements de température en surface et par l'activation de circulations froides profondes et localisées au début de l'Holocène.

La complexité géologique et structurale de la zone d'étude a imposé le choix d'un modèle en coupe 2D parallèle à la vallée de l'Arc. Afin de tenir compte des effets thermiques liés au relief, une construction introduisant des coupes sériées a été nécessaire. Nos résultats montrent qu'une telle approche simplifiée est tout à fait satisfaisante pour reproduire les effets thermiques en 3D liés au relief le long d'une coupe 2D.

Notre approche simplifiée qui repose sur une température imposée dans la zone froide et une conduction dans le massif environnant, se heurte encore à des problèmes de géométrie et à un manque de contraintes temporelles. Toutefois, elle a permis de montrer sur le secteur étudié :

- que la prise en compte de l'augmentation des températures de surface depuis l'Holocène conduisait à considérer un flux géothermique nettement plus élevé que ceux classiquement définis dans la littérature pour les zones alpines. Dans le cadre de notre approche, il est de l'ordre de  $100 \text{ mWm}^{-2}$  ;
- que le modèle conceptuel des circulations profondes et des effets thermiques associés au front du Houiller, proposé au chapitre 3, est cohérent avec les perturbations thermiques observées dans le massif.

Dans le détail les modélisations ont aussi montré que la limite inférieure de la zone froide devait former un angle avec le forage F81 moins important que celui imposé dans le modèle. Ce résultat ouvre des perspectives en termes de contraintes ou de validation de structures géologiques par modélisation des effets thermiques lorsqu'un forage recoupe une anomalie thermique majeure.

Cette première approche montre l'intérêt majeur des observations thermiques sur le site d'étude. Les futurs travaux de recherche pourraient porter sur la caractérisation des écoulements au sein de la zone froide. En effet, l'acquisition de données complémentaires permettrait de développer des modélisations couplées hydrodynamique-thermique et ainsi d'affiner les impacts thermiques liés au changement climatique depuis l'Holocène. Par ailleurs, un modèle 3D permettrait d'intégrer les données de forage en dehors de la coupe 2D ainsi que les données recueillies dans les descenderies. Un objectif à plus long terme serait de tester la relation supposée entre la fonte du pergélisol et l'activation des circulations. Un tel modèle doit prendre en compte la fonte du pergélisol à l'échelle du bassin versant et la mise en place progressive de la circulation.

## Chapitre 5

# Estimation des variations de température dans la zone décomprimée à partir des gradients thermiques profonds

### Sommaire du chapitre

<b>5.1</b>	<b>Développement méthodologique et validation numérique . . . .</b>	<b>132</b>
5.1.1	Développement théorique . . . . .	132
5.1.2	Procédure d'ajustement . . . . .	133
5.1.3	Analyse des variations du gradient réduit et des limites de la méthode	134
5.1.4	Tests numériques . . . . .	138
<b>5.2</b>	<b>Application aux données de forage de la série siliceuse de Vanoise</b>	<b>142</b>
5.2.1	Détermination de la limite inférieure de la zone décomprimée . . .	142
5.2.2	Calcul des gradients de température . . . . .	144
5.2.3	Choix des paramètres . . . . .	144
5.2.4	Résultats globaux . . . . .	146
5.2.5	Résultats et discussion par forage . . . . .	146
<b>5.3</b>	<b>Discussion générale . . . . .</b>	<b>159</b>
<b>5.4</b>	<b>Conclusions et perspectives . . . . .</b>	<b>161</b>



Ce chapitre a pour but d'évaluer les modifications de température dans la zone décomprimée de la série siliceuse de Vanoise à partir des gradients profonds. Une méthode permettant d'estimer l'âge et l'amplitude d'un changement de température brutal à partir des gradients profonds est développée et appliquée aux données de forages.

Le contexte hydrogéologique et thermique de la série siliceuse de Vanoise a été décrite en détail au point 3.2.3. Pour mémoire, ce secteur est composé d'une zone décomprimée qui se caractérise par de fortes perméabilités, de faibles vitesses sismiques et des gradients thermiques nuls. La transition avec la zone profonde sous-jacente est généralement brutale. La zone profonde est caractérisée par de faibles perméabilités, des vitesses sismiques rapides et des gradients thermiques qui peuvent varier avec la profondeur.

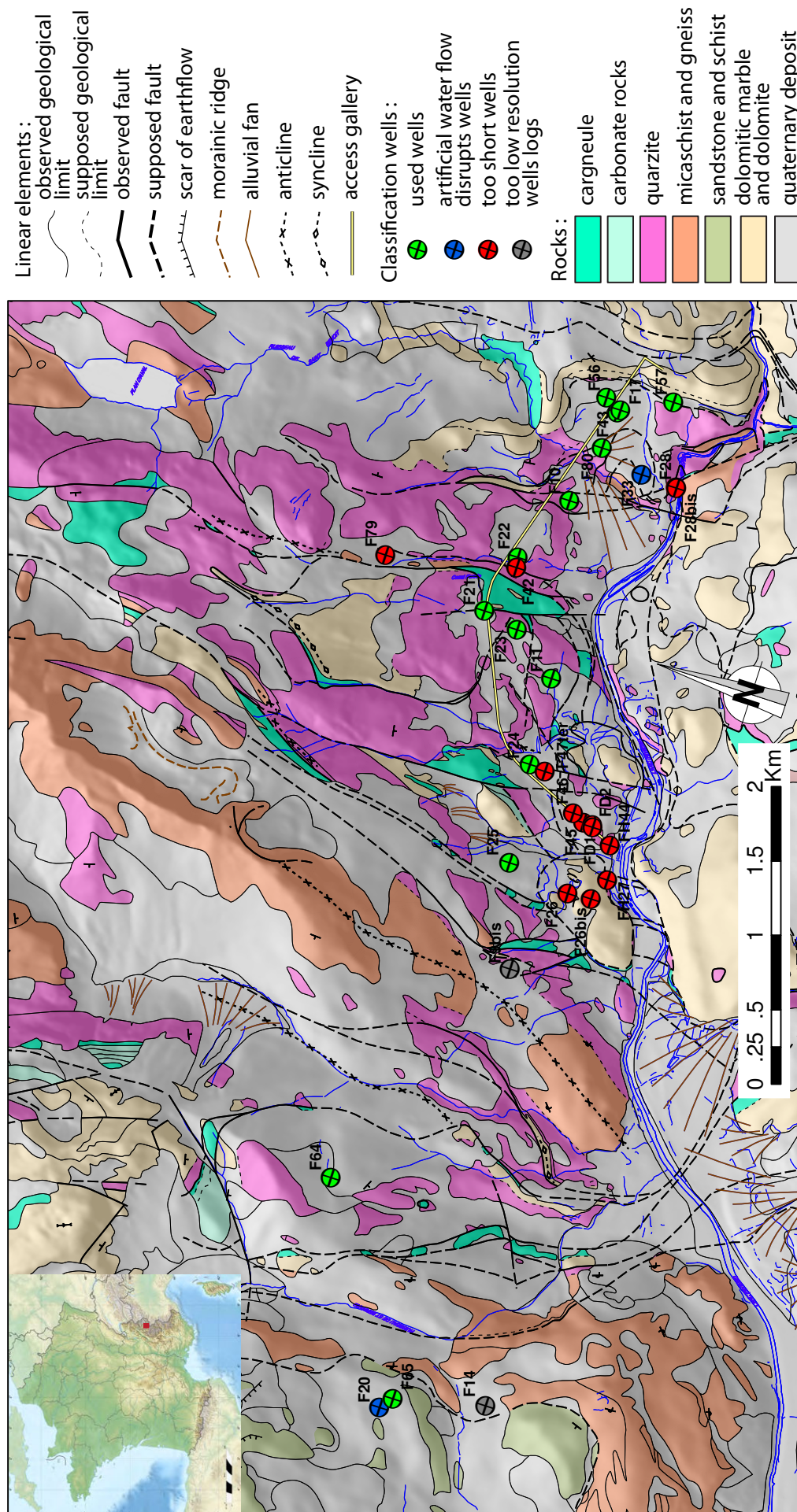
Plusieurs hypothèses ont été formulées pour expliquer les variations de gradient thermique dans la zone profonde (*cf. point 3.2.3*). Les hypothèses privilégiées sont celles d'un effet paléoclimatique. Cet effet pourrait être soit l'activation des circulations dans la zone décomprimée qui créerait une modification de la température à l'interface entre la zone décomprimée et la zone profonde, soit une modification des températures des eaux qui circulent dans la zone décomprimée et qui s'imposent à celle-ci.

La méthode la plus appropriée pour permettre de discriminer ces deux hypothèses serait d'effectuer une inversion des températures à la limite de la zone en conduction. Il serait alors possible de mettre en évidence une variation brutale de température qui pourrait correspondre à l'hypothèse de l'activation des circulations dans la zone décomprimée ou des variations progressives qui correspondraient à des modifications de la température de la zone décomprimée. Une inversion des températures semble toutefois difficilement envisageable sur les données dont nous disposons en raison de leur précision, mais aussi en raison de la complexité géologique de la zone.

Nous avons fait le choix de développer une méthode qui permet d'estimer l'âge et l'amplitude d'un changement brutal de température à la limite de la zone en conduction. Cette méthode a été validée par une approche numérique puis appliquée aux données.

Trente forages sont présents dans cette zone. Quinze seulement sont utilisables pour étudier la thermique (*cf. point 3.2.3*). Les données thermiques de l'un de ces quinze forages (le F14) ne sont pas assez précises pour pouvoir envisager l'approche développée ci-dessous. Elle ne sera donc utilisée que sur quatorze forages (*cf. fig. 5.1*).

La première section de ce chapitre traitera de l'approche développée et de sa validation numérique. Par la suite, la méthode sera appliquée aux quatorze forages utilisables dans la série siliceuse de Vanoise. Enfin, avant de conclure, les résultats seront discutés au regard des connaissances sur le paléoclimat.



**FIGURE 5.1** – Carte hydrogéologique de la série siliceuse de Vanoise [d'après Mommessin et al., 2013]. Sur les trente forages de la zone, seuls quatorze peuvent être utilisés pour appliquer l'approche développée ci-dessous.

## Section 5.1

## Développement méthodologique et validation numérique

Cette section présente la méthode développée pour estimer un changement brutal de température à la limite d'un milieu en conduction. Le développement méthodologique sera traité dans une première partie. Ensuite, la procédure d'ajustement puis les limites de la méthode seront abordées. Enfin, la dernière partie présentera les tests numériques servant à valider la méthode.

### 5.1.1 Développement théorique

L'évolution de la température  $\theta_{zt}$  en fonction de la profondeur ( $z$ ) et du temps ( $t$ ) dans un milieu semi-infini initialement à température nulle et soumis à un changement brutal de température  $\Delta\theta$  en limite ( $z = 0$ ) et au temps  $t = 0$  s'écrit dans le cas d'un transfert thermique par conduction [Carslaw et Jaeger, 1959] :

$$\theta_{zt} = \Delta\theta \left( 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{z}{\sqrt{4\alpha t}} \right) \right) \quad (5.1)$$

Dans le cas où la température initiale du milieu est égale à  $\theta_0$ , l'équation 5.1 devient :

$$\theta_{zt} = \theta_0 + \Delta\theta \left( 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{z}{\sqrt{4\alpha t}} \right) \right) \quad (5.2)$$

Nous considérons maintenant un milieu 1D purement conducteur semi-infini caractérisé par une conductivité  $\lambda$ . Les conditions aux limites sont définies en  $z = 0$  par une température imposée  $\theta_0$  et par un flux imposé  $q_G$  en  $z = \infty$ . En régime permanent, la température dans le milieu peut être déterminée par :

$$\theta_z = \theta_0 - \frac{q_G}{\lambda} \cdot z \quad (5.3)$$

En supposant le principe de superposition applicable, la température d'un milieu soumis à une perturbation  $\Delta\theta$  en  $z = 0$  et initialement en équilibre thermique avec un flux géothermique  $q_G$  est obtenu en combinant les équations 5.2 et 5.3 :

$$\theta_{zt} = \theta_0 - \frac{q_G}{\lambda} \cdot z + \Delta\theta \left( 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{z}{\sqrt{4\alpha t}} \right) \right) \quad (5.4)$$

La dérivée de l'équation 5.4 à un temps  $t = t_m = cst$  s'écrit :

$$\frac{d\theta}{dz} = -\frac{q_G}{\lambda} - \frac{2\Delta\theta}{\sqrt{4\pi\alpha t_m}} e^{-\frac{z^2}{4\alpha t_m}} \quad (5.5)$$

le temps  $t_m$  représente le temps écoulé depuis la variation de  $\Delta\theta$  de la température en  $z = 0$ . On en déduit :

$$\frac{d\theta}{dz} + \frac{q_G}{\lambda_0} = -\frac{2\Delta\theta}{\sqrt{4\pi\alpha_{th}t_m}} e^{-\frac{z^2}{4\alpha t_m}} = Ae^{-Bz^2} \quad (5.6)$$

Par la suite, nous appelons la valeur absolue du premier terme de l'équation 5.6 gradient réduit. Il s'agit de la différence entre le gradient de température  $\frac{d\theta}{dz}$  et le gradient en régime permanent  $-\frac{q_G}{\lambda}$ .

Une approche basée sur la dérivée seconde de l'équation 5.4 est envisageable et permettrait de s'affranchir de la connaissance du gradient en régime permanent  $\frac{q_G}{\lambda}$ . Des données d'une grande précision seraient cependant nécessaires.

### 5.1.2 Procédure d'ajustement

A partir des  $n$  données discrètes de température  $\theta$  en fonction de la profondeur  $z$  au pas  $\Delta z$ , il est possible, en connaissant le gradient thermique initial  $-\frac{q_G}{\lambda}$  de calculer les gradients réduits discrets en fonction de la profondeur  $z$ . La fonction  $Ae^{-Bz^2}$  de l'équation 5.6 peut être ajustée à la courbe de gradient réduit discret en fonction de la profondeur par modification des paramètres  $A$  et  $B$ .  $t_m$  et  $\Delta\theta$  sont alors obtenus par :

$$t_m = -\frac{1}{4\alpha B} \quad \text{et} \quad \Delta\theta = \frac{A}{2} \sqrt{\frac{\pi}{B}} \quad (5.7)$$

La première étape de l'ajustement consiste à calculer les gradients thermiques en utilisant un profil de température. Par la suite, le gradient thermique est réduit du gradient en régime permanent déterminé sur la partie basse du profil. Enfin, des courbes théoriques de température et de gradient réduit sont ajustées sur les données via les paramètres  $A$  et  $B$  qui permettent de déduire l'âge  $t_m$  et l'amplitude  $\Delta\theta$  de la perturbation. La figure 5.2 donne un exemple théorique d'ajustement des gradients réduits et des températures.

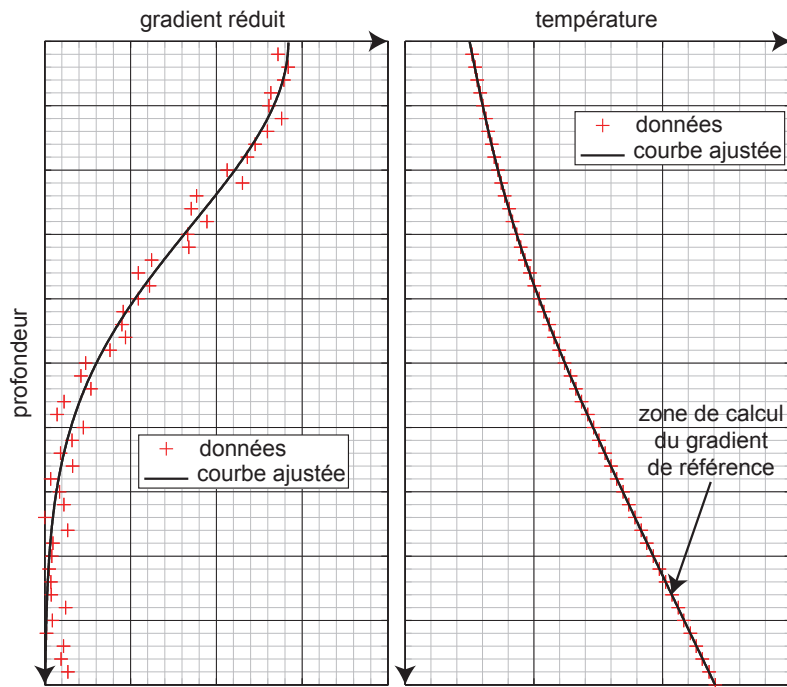


FIGURE 5.2 – Exemple théorique d'ajustement des gradients réduits et des températures.

### 5.1.3 Analyse des variations du gradient réduit et des limites de la méthode

Le gradient réduit dépend de la diffusivité thermique, de la profondeur, de l'âge et de l'amplitude de la perturbation à la limite.

La figure 5.3 montre les valeurs de gradient réduit en fonction de l'âge  $t_m$ , de l'amplitude du changement de température  $\Delta\theta$  et de la profondeur. Les valeurs diffusivité de  $1,2 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$  (cf. fig. 5.3 A et C) et  $2,1 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$  (cf. fig. 5.3 B et D) ont été testées. Elles correspondent d'une part à des valeurs attendues dans les gneiss et micaschistes et d'autre part dans des quartzites.

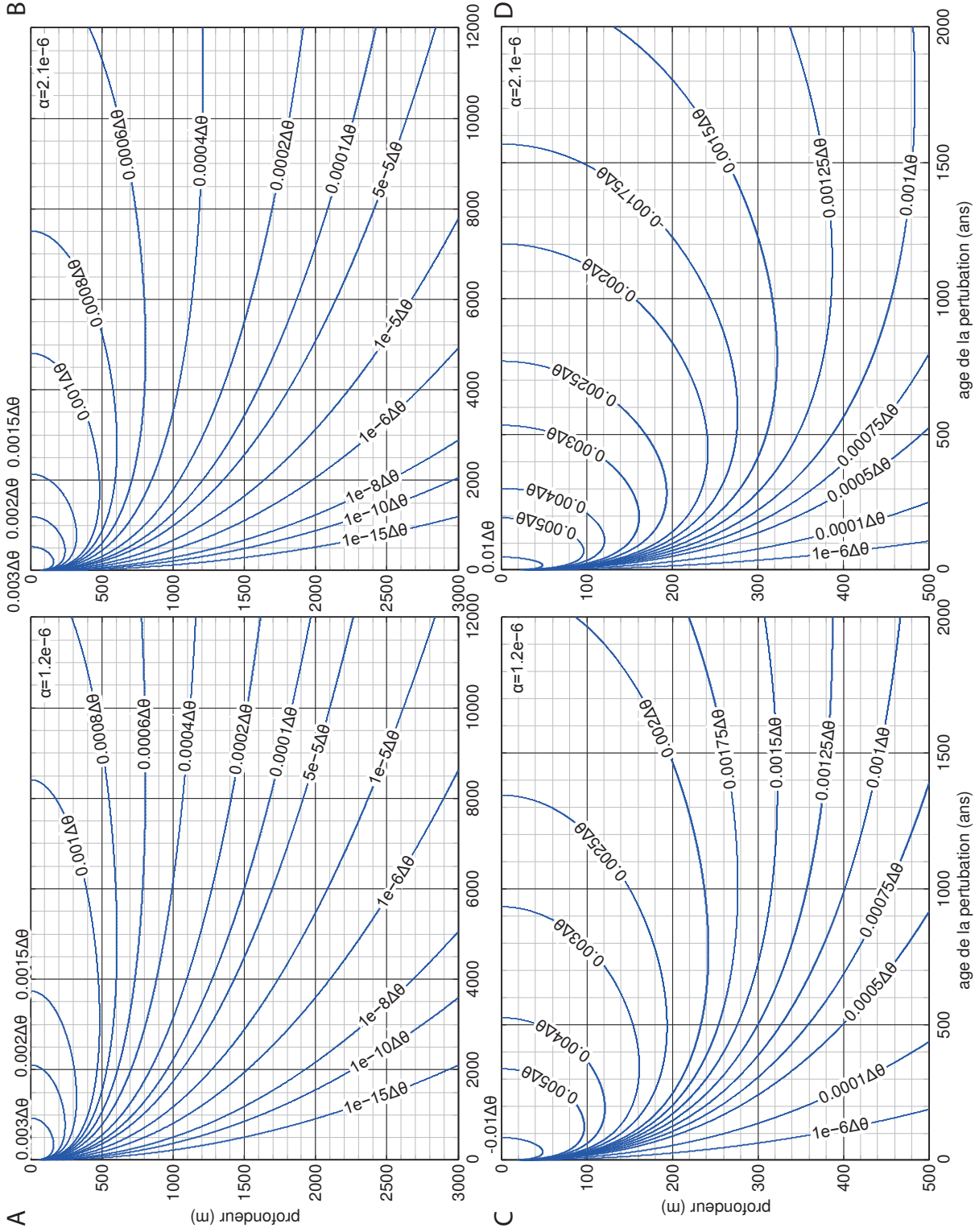
Les gradients réduits sont proportionnels à l'amplitude de la perturbation  $\Delta\theta$ . La valeur de gradient réduit diminue avec la profondeur d'autant plus rapidement que la perturbation est récente. Tous autres paramètres égaux par ailleurs, le gradient réduit est maximum à  $t_m = 0$  en surface. En profondeur le gradient réduit croît avec l'âge de la perturbation  $t_m$ , atteint un maximum puis décroît plus lentement qu'il n'a augmenté. L'âge  $t_m$  auquel le maximum est atteint est d'autant plus grand que la profondeur considérée est grande. Tous autres paramètres égaux par ailleurs, le gradient réduit diminue avec l'augmentation de la diffusivité thermique.

Les limites de détectabilité des perturbations par la méthode dépendent de l'imprécision sur le gradient discret calculé à partir des données de température. Cette imprécision conditionne les gradients réduits minimums détectables et par voie de conséquence les perturbations détectables en fonction de la diffusivité et de la profondeur sur laquelle les données sont disponibles.

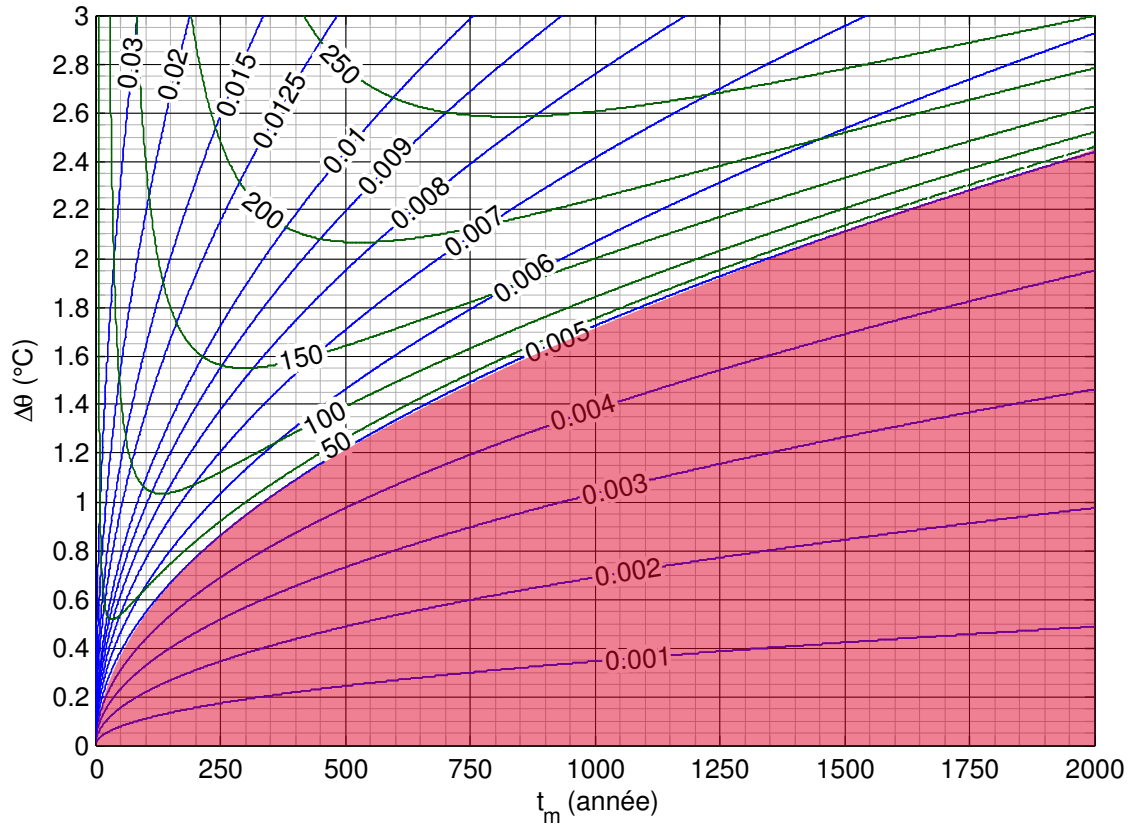
Par exemple, si l'on considère un gradient réduit minimum détectable de  $5\%_0^\circ C m^{-1}$  les figures 5.4 et 5.5 nous permettent d'estimer les perturbations détectables pour des valeurs de diffusivité thermique respectives de  $1,2 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$  et de  $2,1 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$ . Les courbes bleues représentent les lignes d'isovaleur de gradient réduit maximum (c.-à-d. en surface) en fonction de l'âge et de l'amplitude de la perturbation. La zone en rouge montre les perturbations qui n'engendrent plus de variation de gradient détectable. Les courbes vertes correspondent à l'isoprofondeur sous laquelle le gradient réduit est inférieur à  $5\%_0^\circ C m^{-1}$ . Il n'est donc plus détectable et le gradient peut être considéré constant. Par exemple, pour un  $\Delta\theta$  de  $2,5^\circ C$  et quelque soit le temps  $t_m$ , la gradient n'apparaîtra jamais perturbé sous une profondeur de 250 m pour d'une diffusivité thermique de  $1,2 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$  (cf. fig. 5.4).

Également à partir de la figure 5.4, on peut déduire qu'une perturbation de  $2,5^\circ C$  il y a 250 ans crée une modification actuelle de gradient en surface de  $15\%_0^\circ C m^{-1}$  et que le gradient peut être considéré comme non perturbé en dessous de 200 ml. Un forage de profondeur supérieure à 200 m est donc nécessaire pour définir le gradient non perturbé correspondant à un régime permanent et pouvoir appliquer la méthode. Dans le cas d'une diffusivité de  $2,1 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$  (cf. fig. 5.5), la modification actuelle de gradient en surface est d'environ  $11\%_0^\circ C m^{-1}$  et elle ne sera plus détectable à une profondeur supérieure à environ 230 m.

Les limites de détectabilité des perturbations par la méthode dépendent donc du gradient réduit minimum détectable, de la profondeur jusqu'à laquelle les données de température sont disponibles et de la diffusivité.

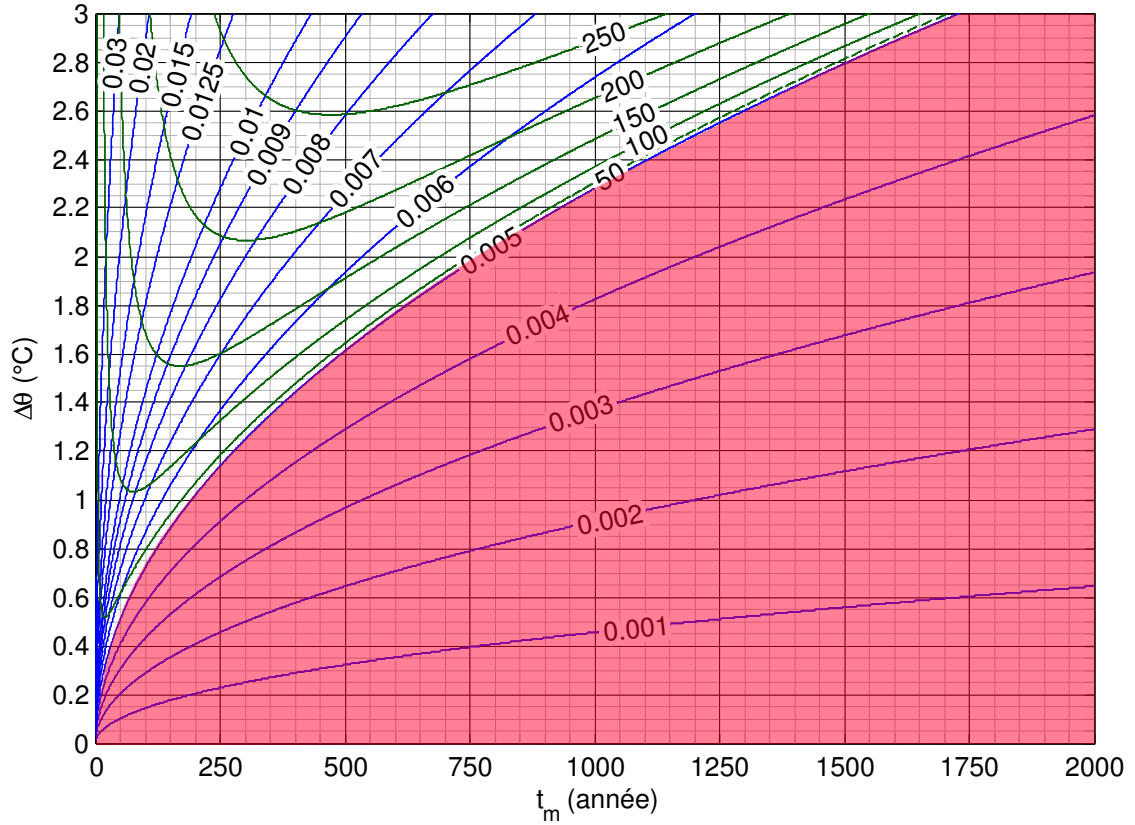


**FIGURE 5.3** – Variation du gradient réduit en fonction de l'âge de la perturbation  $t_m$ , de son amplitude  $\Delta\theta$  et de la profondeur  $z$  pour une diffusivité thermique  $\alpha$  de  $1, 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (A et C) et  $2, 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (B et D)



**FIGURE 5.4** – Estimation des limites de la méthode pour une diffusivité de  $1,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  et un gradient réduit minimum détectable de  $5\text{‰}^\circ\text{C m}^{-1}$ . Les courbes bleues représentent les lignes d'isovaleur de gradient réduit maximum (c.-à-d. en surface) en fonction de l'amplitude  $\Delta\theta$  et de l'âge de la perturbation  $t_m$ . Celles en vert correspondent aux isoprofondeurs pour lesquelles les variations de gradient liées aux perturbations passent sous la valeur de  $5\text{‰}^\circ\text{C m}^{-1}$  et ne sont plus détectables. La zone en rouge montre les perturbations qui n'engendrent plus de variation de gradient détectable.





**FIGURE 5.5** – Estimation des limites de la méthode pour une diffusivité de  $2,1 \cdot 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$  et un gradient réduit minimum détectable de  $5\% \text{ } ^\circ \text{Cm}^{-1}$ . Les courbes bleues représentent les lignes d'isovaleur de gradient réduit maximum (c.-à-d. en surface) en fonction de l'amplitude  $\Delta\theta$  et de l'âge de la perturbation  $t_m$ . Celles en vert correspondent aux isoprofondeurs pour lesquelles les variations de gradient liées aux perturbations passent sous la valeur de  $5\% \text{ } ^\circ \text{Cm}^{-1}$  et ne sont plus détectables. La zone en rouge montre les perturbations qui n'engendrent plus de variation de gradient détectable.



### 5.1.4 Tests numériques

La méthode est appliquée sur des données numériques obtenues à partir de modélisations sur le logiciel FEFLOW [Diersch. 2002]. Cette approche permet de tester la méthode dans et en dehors des conditions d'application de l'équation 5.4.

Les âges et amplitudes de changement de température obtenus par la méthode basée sur l'équation 5.4 sont comparés aux paramètres introduits dans les modèles. Nous présentons ci-dessous des tests réalisés pour une amplitude de perturbation de  $2,5^{\circ}\text{C}$  datant de 250 ans.

#### Cas d'un modèle 2D à surface horizontale

L'équation 5.1 suppose que la variation de la température des roches en profondeur provoquée par une variation brutale de la température de surface est seulement liée au flux thermique de la surface vers la profondeur. L'effet d'un flux géothermique persistant au cours du temps est donc supposé négligeable.

Trois modélisations ont été effectuées de manière à simuler les valeurs de flux géothermiques qui peuvent être rencontrées. De plus, une modélisation sans flux géothermique a été effectuée pour comparer les résultats obtenus avec ceux obtenus dans le cas pour lequel l'équation 5.1 a été définie. Les conditions initiales et aux limites du modèle servant à créer les « données simulées » sont décrites dans la figure 5.6. Aucun bruit n'a été ajouté sur les données numériques simulées après la modélisation car le but est de tester la validité de la méthode et non sa précision. Les résultats montrent que pour la gamme de flux testée la méthode permet d'obtenir des résultats satisfaisants conformes à l'âge et à l'amplitude de la perturbation entrés dans le modèle (*cf. tableau 5.1*). Il apparaît donc que, pour les paramètres testés, la méthode peut être appliquée lorsqu'un flux géothermique dans la gamme des flux généralement rencontrés en contexte alpin est présent.

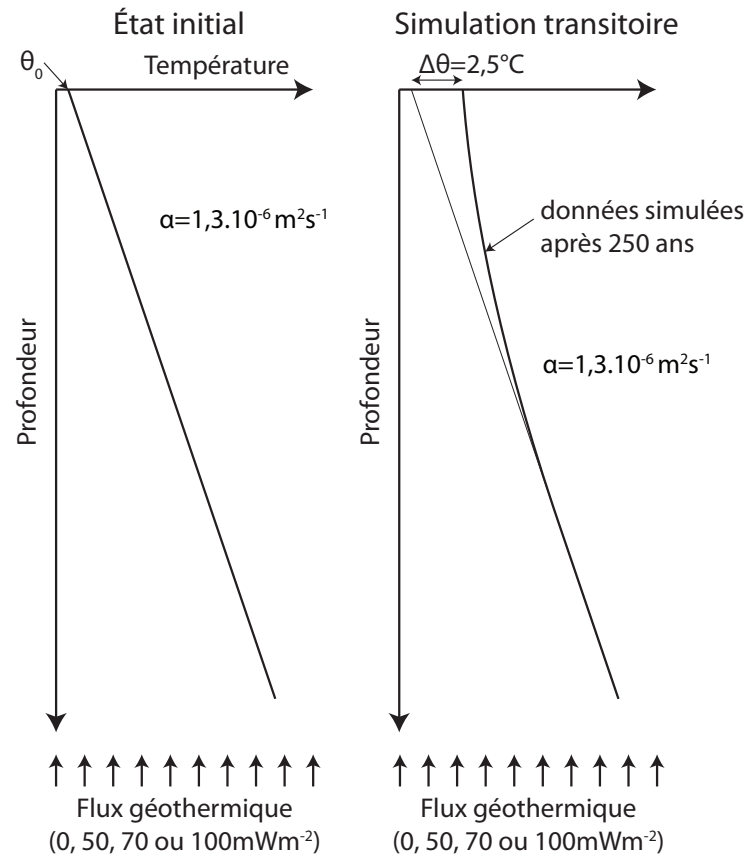
**Tableau 5.1** – *Résultat des tests numériques à différents flux (flux nul, 50, 70 et  $100\text{mW} \cdot \text{m}^2$ ) pour une perturbation de  $2.5^{\circ}\text{C}$  il y a 250 ans : les faibles erreurs permettent de valider la méthode développée dans un milieu 1D.*

Flux ( $\text{mW} \cdot \text{m}^2$ )	0	50	70	100
$\Delta\theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	2.52	2.54	2.53	2.54
Erreur sur $\Delta\theta$ (en %)	0.7	1.6	1.1	1.3
$T_m$ (ans)	248	256	250	253
Erreur sur $T_m$ (en %)	0.8	2.5	0	1.2

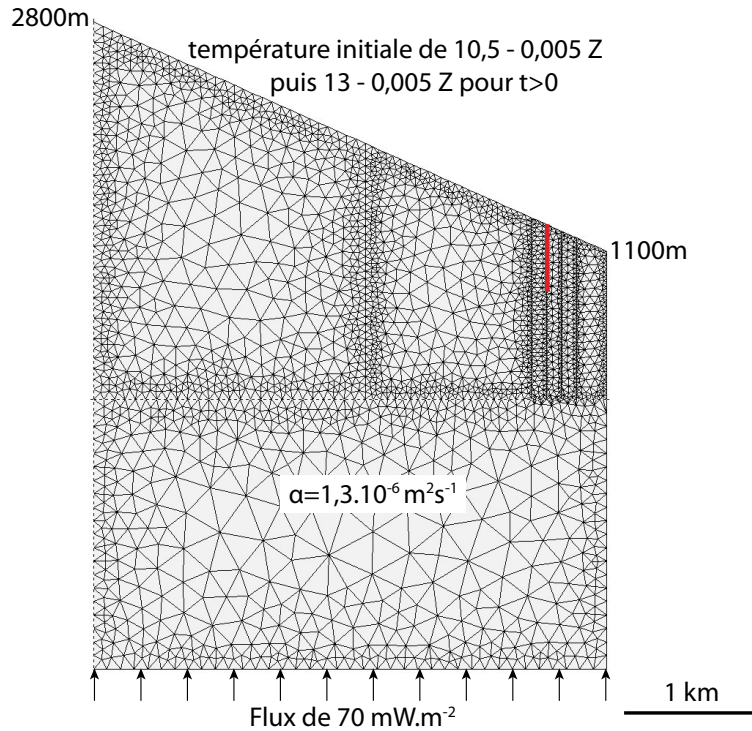
#### Cas d'un modèle 2D à surface inclinée

Sous les versants de montagne, le gradient de température varie latéralement en fonction de la position dans le versant [Henry et Pollack. 1985]. Les différences latérales de gradient s'amortissent avec la profondeur impliquant une variation de gradient sur une verticale. Le milieu ne peut plus être considéré comme unidimensionnel ce qui ne correspond plus au champ d'application de l'équation 5.6.

Le modèle 2D à surface inclinée reproduit schématiquement le versant du secteur étudié. Un flux de  $70\text{mW} \cdot \text{m}^2$  est appliqué à la base du modèle et la température imposée à la limite supérieure du modèle varie en fonction de l'altitude selon un gradient de  $-0,005^{\circ}\text{Cm}^{-1}$  (*cf. fig. 5.7*). Un profil de température situé dans le versant où sont placés la plupart des forages



**FIGURE 5.6** – *Modèle numérique à surface horizontale servant au calcul des « données simulées » permettant de tester la méthode développée pour différentes valeurs de flux. L'état initial est un régime permanent, les conditions aux limites haute et basse sont respectivement une température imposée  $\theta_0$  et un flux imposé. Une perturbation brutale d'amplitude  $\Delta\theta = 2,5^\circ\text{C}$  modifie la température en surface, les données sont extraites après 250 ans de simulation.*



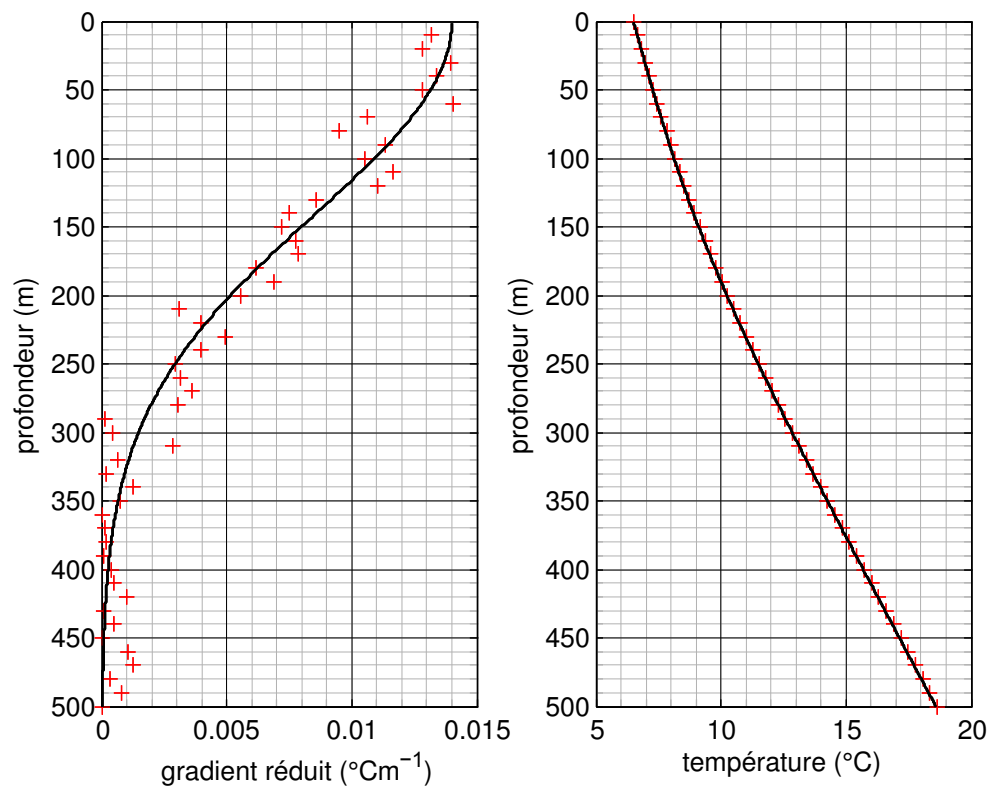
**FIGURE 5.7** – Modèle numérique servant au calcul des « données simulées » permettant de tester la méthode développée. Le versant simulé est identique à celui où les données ont été mesurées. Le trait rouge montre l'emplacement où les « données simulées » ont été extraites.

est extrait des résultats du modèle. Un bruit aléatoire de distribution normale et d'écart type 0,01 est ajouté aux températures extraites pour former les données simulées.

La méthode développée est appliquée en utilisant la valeur du gradient thermique observée dans la partie basse du profil de températures comme gradient de référence. L'ajustement des paramètres A et B (cf. équation 5.6 et point 5.1.2) conduit à des reproductions satisfaisantes des températures et des gradients réduits (cf. fig. 5.8). L'âge  $t_m$  et l'amplitude de la perturbation  $\Delta\theta$  sont conformes aux données introduites dans le modèle (cf. tableau 5.2). Ceci permet de valider la méthode pour des variations de l'ordre de 2.5°C il y a 250 ans dans un contexte de versant proche de celui de la zone d'étude.

**Tableau 5.2** – Résultat des tests numériques dans un contexte de versant pour une perturbation de 2.5°C il y a 250 ans : les faibles erreurs permettent de valider la méthode développée dans un contexte de versant identique à celui de la zone étudiée.

$\Delta\theta$ (°C)	2,48
Erreur sur $\Delta\theta$ (en %)	0,8
$T_m$ (ans)	248
Erreur sur $T_m$ (en %)	0,8



**FIGURE 5.8** – *Ajustement des données simulées dans un contexte de versant.*

## Section 5.2

# Application aux données de forage de la série siliceuse de Vanoise

Nous décrivons dans cette section l'application de la méthode développée à la section 5.1 aux données de température recueillies dans les forages de la série siliceuse de Vanoise. Au point 3.2.3, quinze forages ont été utilisés pour caractériser la thermique de la zone profonde. Un de ces quinze forages, le F14, n'a pas de données de température assez précises pour pouvoir utiliser la méthode. Elle ne sera donc appliquée que sur quatorze forages (*cf. fig. 5.1*).

Pour appliquer la méthode il est d'abord nécessaire de déterminer la limite entre la zone où la température est imposée par les circulations (zone décomprimée) et la zone en conduction (zone profonde). Par la suite le choix du ou des run de diagraphies thermiques de référence et l'échantillonnage permettant le calcul du gradient thermique sont décrits.

Le flux géothermique, la conductivité et la diffusivité thermique de la roche sont nécessaires à l'application de la méthode. La troisième partie aborde le choix de ces paramètres. Enfin, les résultats des ajustements visuels sont présentés dans leur globalité et forage par forage.

## 5.2.1 Détermination de la limite inférieure de la zone décomprimée

La méthode développée s'applique sur un milieu en conduction thermique. Nous considérons que les circulations sont négligeables dans la zone profonde de la série siliceuse de Vanoise (*cf. point 3.2.3*) et que cette zone peut être considérée en conduction pure. Il est donc nécessaire de déterminer la limite entre la zone décomprimée et la zone profonde.

Plusieurs éléments peuvent nous permettre de déterminer la limite inférieure de la zone décomprimée :

- la température : le passage d'une zone à gradient thermique nul à une zone à gradient non nul ;
- un saut de vitesse des ondes sismiques déterminé soit par diagraphie sonique, soit par sismique de puits (*cf. fig. 3.18, 3.19 et 3.20*) ;
- la mesure des flux d'eau dans le forage au cours de pompage (*cf. fig. 5.9*).

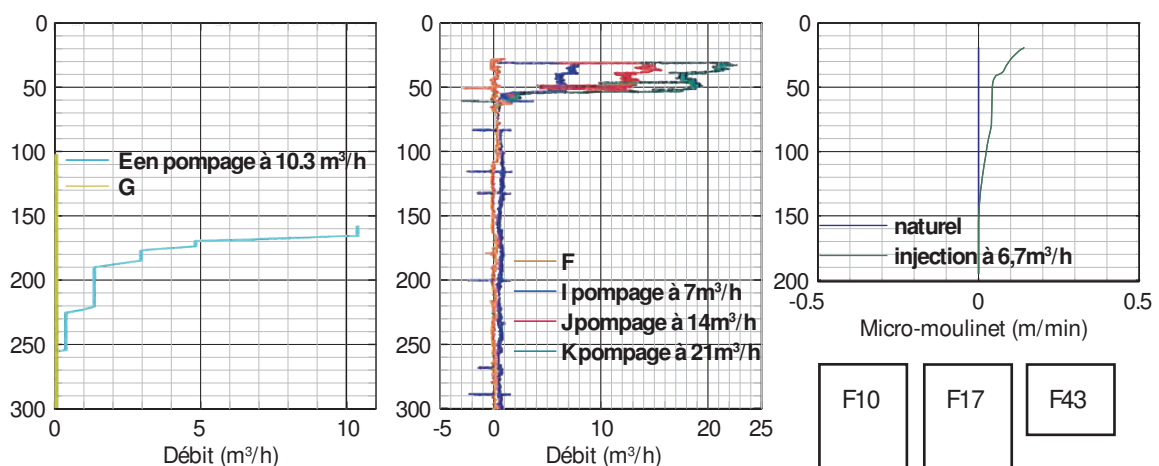
Le tableau 5.3 donne pour les quatorze forages, la profondeur de la limite entre la zone décomprimée et la zone profonde, les types d'arguments qui ont permis cette détermination et la température observée à la base de la zone décomprimée.

Pour la plupart des forages, cette détermination est fiable mais il existe quelques cas où les arguments sont plus discutables. Ainsi, pour le forage F65 le saut de vitesse des ondes sismiques est de relativement faible amplitude (environ  $1000\text{ms}^{-1}$ ). Pour le forage F23, les vitesses soniques augmentent progressivement à partir de 275ml sur une longueur de 100ml, il est donc difficile de définir une limite précise. Pour le forage F21, les données de sonique et de sismique de puits montrent toutes deux un saut de vitesse mais distant d'une quinzaine de mètres. Cet écart pourrait s'expliquer par une différence de résolution verticale des deux méthodes. Les différentes données donnent des profondeurs légèrement différentes de la limite entre zone décomprimée et zone profonde dans le F10. Le micromoulinet en pompage montre

un débit principalement fourni par la zone au dessus de 190 ml, la sismique de puits montre un saut de vitesse à 205 ml et la sonique autour de 210 ml. Enfin, pour le F25, il n'y a pas d'argument pour définir la zone décomprimée, c'est donc lors de l'application de la méthode que 10ml a été choisie.

**Tableau 5.3** – Récapitulatif des profondeurs de la zone décomprimée (ZD), des arguments permettant de définir cette profondeur et de la température observée à la base de cette zone pour les forages utilisés pour l'application de la méthode développée. Les arguments peuvent être liés aux vitesses sismiques mesurées en diagraphie sonique ou en sismique de puits (PSV), à la température observée ou aux mesures de micromoulinet durant des opérations de pompage.

Forage	Profondeur de la ZD (ml)	Arguments principaux pour la profondeur de la ZD	Température à la base de la ZD (°C)
F65	485	sonique : faible saut	10.25
F64	790	température (cf. fig. 3.13)	8.4
F25	10		9
F24	100	sonique	9.55
F11	110	PSV	9.2
F23	275	sonique : début de l'augmentation des Vp	7.25
F21	375	PSV	7.8
F22	280	sonique	9.4
F10	200	sonique, PSV et micromoulinet en pompage	9.35
F80	125	sonique	10.5
F43	45	sonique et micromoulinet en pompage	9.45
F17	50	micromoulinet en pompage	9.3
F56	100	sonique	9.5
F57	90	sonique	8.1



**FIGURE 5.9** – Diagraphie de micromoulinet pour les forages F10, F17 et F43. Le passage de la zone décomprimée à la zone profonde est proposé pour expliquer les diminutions rapides du débit circulant dans le trou de forage pendant les pompages.

### 5.2.2 Calcul des gradients de température

Les gradients de température sont calculés à partir des diagraphies thermiques. Généralement, en plus des run partiels faits au fur et à mesure de l'avancement du forage, un run final complet est effectué à la fin des opérations de forage. C'est cette mesure de température qui est utilisée pour le calcul du gradient de température.

Toutefois, dans certains cas, le run final n'existe pas ou est incomplet. Il peut donc être nécessaire d'utiliser plusieurs run pour le calcul du gradient. Il peut arriver que ces run soient décalés. Ceci est généralement dû aux effets thermiques de la foration (*cf. section 3.1*). Nous avons considéré que cette perturbation thermique liée au forage ne modifie pas le gradient calculé sauf aux limites des run, là où les températures qui servent à calculer le gradient sont sur deux run différents. Le tableau 5.4 liste les run de diagraphie thermique qui ont été utilisés pour le calcul des gradients thermiques dans chaque forage.

Afin de limiter les variations à haute fréquence du gradient liées aux variations à haute fréquence de la température, les gradients sont calculés sur une longueur de vingt mètres. Ils sont calculés tous les dix mètres.

Les forages F64 et F65 ont été forés inclinés d'environ trente degrés par rapport à la verticale. Cette inclinaison est corrigée en calculant la composante verticale du gradient. Pour les autres forages nous avons considéré les forages verticaux bien qu'il puisse exister des déviations non contrôlées par rapport à la verticale. Elles sont généralement inférieures à quinze degrés et engendrent donc des erreurs inférieures à 5%.

**Tableau 5.4** – Liste des run de diagraphie de température utilisés pour le calcul du gradient

Forage	Run de référence	année du run
F65	H	2003
F64	E à 790ml puis F	2000
F25	A, B puis C	1995
F24	C	1995
F11	F	1994
F23	B jusqu'à 340 puis C	1995
F21	G	1999
F22	C jusqu'à 500ml puis B	1999
F10	D	1998
F80	D	2004
F43	E	1999
F17	G	1999
F56	D	1998
F57	F	1998

### 5.2.3 Choix des paramètres

L'évolution avec la profondeur de la valeur absolue de l'écart entre le gradient mesuré et le gradient en régime permanent  $-\frac{q_G}{\lambda_0}$  appelé gradient réduit peut être ajustée par une courbe théorique (*cf. équation 5.6*). L'ajustement permet de déduire l'amplitude et l'âge d'un changement brutal de température. Il est nécessaire de connaître le gradient en régime permanent et la diffusivité de la roche. Ces paramètres sont calculés à partir de la conductivité  $\lambda_0$  et de la capacité thermique volumique de la roche  $\rho c$  ainsi que du flux géothermique  $q_G$ .

Nous avons considéré que le flux géothermique est identique pour les quatorze forages étudiés. La valeur de  $70 \text{ mW m}^{-2}$  a été adoptée. Elle correspond aux estimations faites à partir des gradients thermiques en fond de forage et de la conductivité thermique des roches [Goy, 1996]. Cette valeur est bien inférieure à la valeur utilisée dans les modélisations de la perturbation thermique liée aux circulations à proximité du Front du Houiller (*cf. chapitre 4*). Cette différence est liée au fait que, dans les modélisations thermiques au Front du Houiller, l'effet du changement de température au début de l'Holocène est modélisé alors qu'ici il est pris en compte dans la valeur de gradient.

Des mesures de conductivité et de capacité thermique des roches ont été effectuées dans le cadre des travaux de reconnaissance pour le projet Lyon-Turin Ferroviaire (*cf. annexe E*). Dans la zone Vanoise, elles montrent une capacité calorifique volumique des roches qui varie peu autour de la valeur moyenne de  $2,3 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  que nous avons adoptée.

La conductivité thermique de la roche est ajustée pour reproduire les gradients profonds observés. L'ajustement se fait en fonction des roches présentes dans la zone profonde des forages autour de la valeur moyenne mesurée (*cf. tableau 5.5*).

**Tableau 5.5** – Conductivité moyenne des roches de la série siliceuse de Vanoise

Roche	Conductivité ( $\text{W m}^{-1} \text{C}^{-1}$ )	
	perpendiculaire	parallèle
gneiss et micaschistes	2,6	3,5
quartzite	5	

Les valeurs choisies sont récapitulées dans le tableau (*cf. tableau 5.6*). Pour les forages F65 et F25, la zone profonde est majoritairement constituée de quartzite, une valeur de conductivité thermique proche de la valeur moyenne mesurée dans celle-ci est donc adoptée.

Pour le forage F11, la partie haute de la zone profonde est constituée de quartzite du Trias entre 130 et 420m ; plus bas le forage se développe dans les formations du Permo-Trias. Nous avons fait le choix d'attribuer à la zone profonde la conductivité thermique du Trias :  $5 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ . La conductivité n'est donc pas adaptée pour les formations composant le forage sous 420m.

Pour reproduire le gradient profond dans les autres forages, la conductivité thermique a été ajustée en prenant en compte le pendage de la schistosité tout en restant dans des valeurs proches des valeurs moyennes des micaschistes et des gneiss. Ces forages sont en effet majoritairement constitués des formations permo-triasiques et anté-carbonifères.

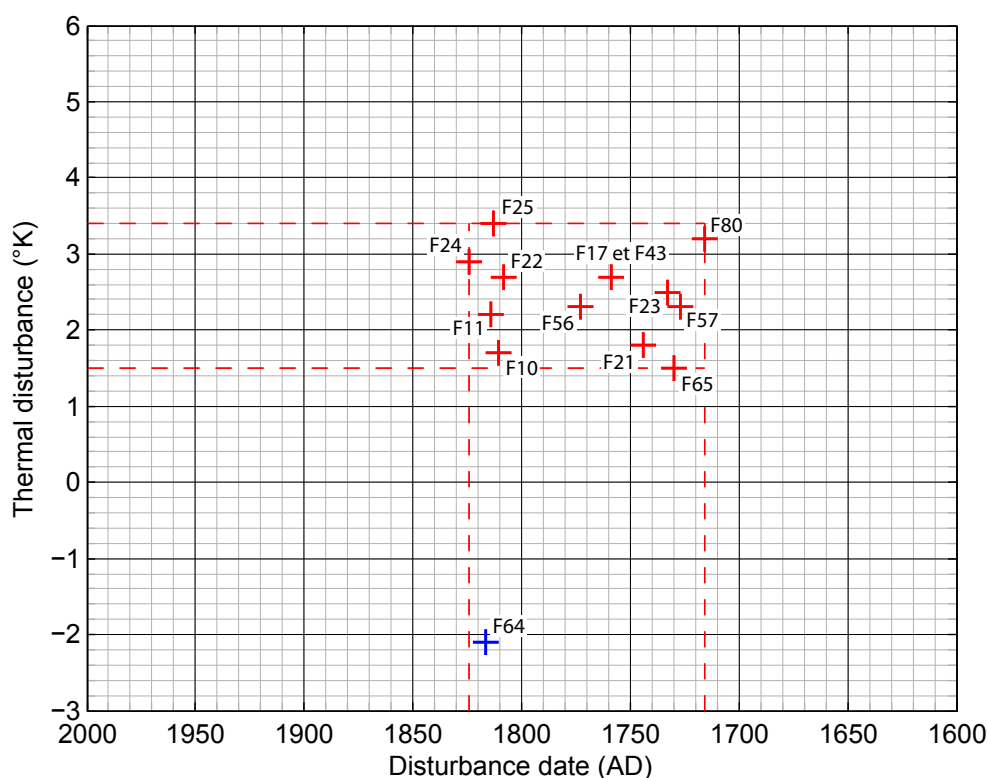
On peut noter quelques cas particuliers. Le forage F24 a une schistosité très redressée justifiant le choix d'une conductivité thermique égale aux conductivités parallèles à la schistosité. L'ajustement des conductivités thermiques pour les forages F21, F22 et F10 aboutit au choix de conductivités légèrement plus faibles que la moyenne des mesures perpendiculaires à la schistosité. Ces valeurs sont dans la fourchette de variation de celle-ci (*cf. annexe E*) et semblent donc acceptables au vu du faible pendage de la schistosité.



### 5.2.4 Résultats globaux

Les résultats de l'application de la méthode sont résumés dans la figure 5.10 et dans le tableau 5.6. Treize des quatorze forages montrent un réchauffement de la température de la zone décomprimée de 1,5 et 3,4°C daté entre 170 et 290 ans avant les mesures soit 1716 et 1824 AD. La valeur moyenne de ce réchauffement est de 2,4°C et une date moyenne de 1770 AD.

Le quatorzième forage (le F64) montre un refroidissement de la zone décomprimée de 2,1°C depuis 180 ans avant la mesure soit depuis 1817 AD.



**FIGURE 5.10** – Âge et amplitude du changement brutal de température des forages de la série siliceuse de Vanoise [Mommessin et al., 2013, modifié]

### 5.2.5 Résultats et discussion par forage

#### F65

L'ajustement des gradients réduits et des températures dans la zone profonde (sous 485 ml) est bon (*cf. fig. 5.11*). Une légère différence existe sur les gradients réduits entre 650 et 850 ml. Cette zone correspond à l'échelle intermédiaire de quartzite et aux 50 mètres d'évaporite rencontrés dans ce forage. Une conductivité thermique légèrement différente de cette zone pourrait expliquer cet écart.

Dans la zone décomprimée, les températures mesurées et imposées divergent d'un degré (*cf. fig. 5.11*), ceci pourrait être dû soit aux variations saisonnières de la température dans la zone décomprimée soit à une définition trop basse de la limite entre zone décomprimée et zone profonde (limite mal contrainte par un saut de vitesse sismique de faible amplitude).

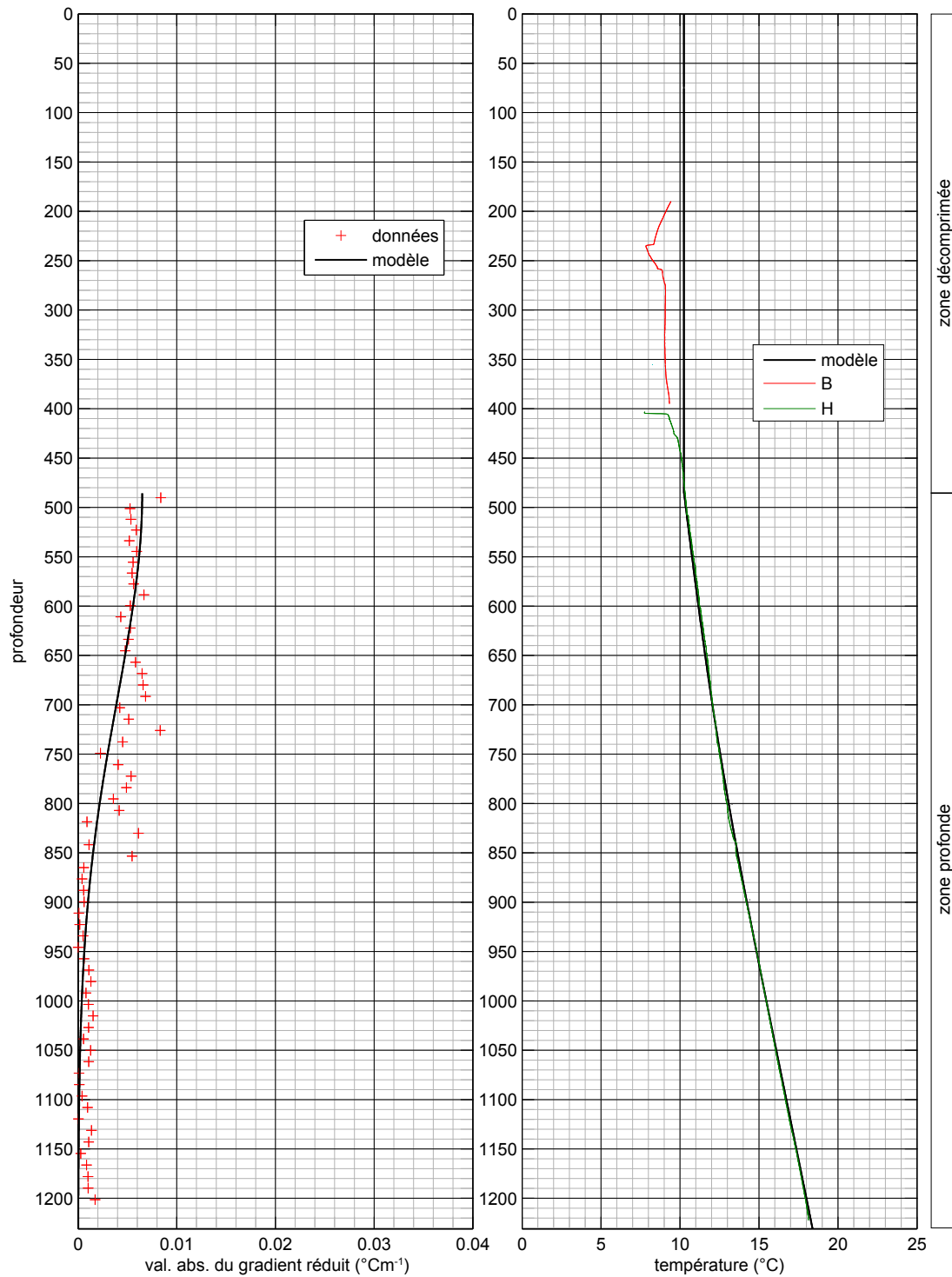


FIGURE 5.11 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F65

**Tableau 5.6** – Récapitulatif des paramètres et résultats de l'application de la méthode pour les quatorze forages utilisés.

Forage	$\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ )	$\alpha$ ( $m^2s^{-1}$ )	$\frac{q_0}{\lambda_0}$ ( $^{\circ}Ckm^{-1}$ )	$T_0$ ( $^{\circ}C$ )	$\Delta T$ ( $^{\circ}C$ )	t (ans)	Date (AD)
F65	4,70	$2,07.10^{-6}$	14,9	8,7	1,5	273	1730
F64	2,65	$1,17.10^{-6}$	26,4	10,5	-2,1	183	1817
F25	4,50	$1,98.10^{-6}$	15,6	5,6	3,4	182	1813
F24	3,50	$1,54.10^{-6}$	20,0	6,6	2,9	171	1824
F11	5,00	$2,20.10^{-6}$	14,0	7,0	2,2	180	1814
F23	2,75	$1,21.10^{-6}$	25,5	4,8	2,5	262	1733
F21	2,35	$1,04.10^{-6}$	29,8	6,0	1,8	255	1744
F22	2,35	$1,04.10^{-6}$	29,8	6,7	2,7	191	1808
F10	2,40	$1,06.10^{-6}$	29,2	8,3	1,7	187	1811
F80	2,60	$1,15.10^{-6}$	26,9	7,3	3,2	288	1716
F43	3,00	$1,32.10^{-6}$	23,3	6,8	2,7	240	1759
F17	3,00	$1,32.10^{-6}$	23,3	6,6	2,7	240	1759
F56	3,20	$1,41.10^{-6}$	21,9	7,2	2,3	225	1773
F57	2,65	$1,17.10^{-6}$	26,4	5,8	2,3	271	1727

**F64**

Dans la zone profonde (sous 790 ml) les températures sont bien ajustées à celles mesurées durant le run F qui a été choisi comme référence (*cf. fig. 5.12*). Les gradients réduits sont aussi bien ajustés à la tendance générale. Quelques données sortent de cette tendance notamment entre 900 et 1000 ml, nous l'expliquons par des variations irrégulières de la température dans cette zone qui ne sont pas reproduites par notre méthode.

Dans la zone décomprimée les températures choisies sont en accord avec celle du run E entre 640 et 790 ml (*cf. fig. 5.12*). Nous pensons que les mesures effectuées au-dessus et dans les autres run ne sont pas représentatives des conditions naturelles. Il est probable que l'eau contenue dans le forage lors de ces mesures était de l'eau de rinçage du forage.

**F25**

Le cas du forage F25 est particulier, il n'a pas été possible de déterminer la limite entre la zone décomprimée et la zone profonde à partir des données. Cette limite a donc été ajustée à 10 ml lors de l'ajustement de l'amplitude et de l'âge de la perturbation. Les gradients et donc les gradients réduits s'ajustent bien pour les run B et C (*cf. fig. 5.13*). Il existe une différence de température entre les températures reconstituées et les températures mesurées du run B que nous attribuons à une perturbation liée au forage qui crée un « schift » de température sur ce run. Ceci explique aussi la différence entre la température en fin de run B et en début de run C. Le run A est considéré comme non représentatif du milieu, il a probablement été effectué dans les boues de forage.

Nous considérons que les résultats sur ce forage n'ont de valeur que parce qu'ils sont en cohérence avec les résultats des autres forages.

**F24**

L'ajustement permet de reproduire l'aspect général de la courbe de température ainsi que des gradients réduits entre 250 ml et le fond (*cf. fig. 5.14*). Toutefois, entre le début de la

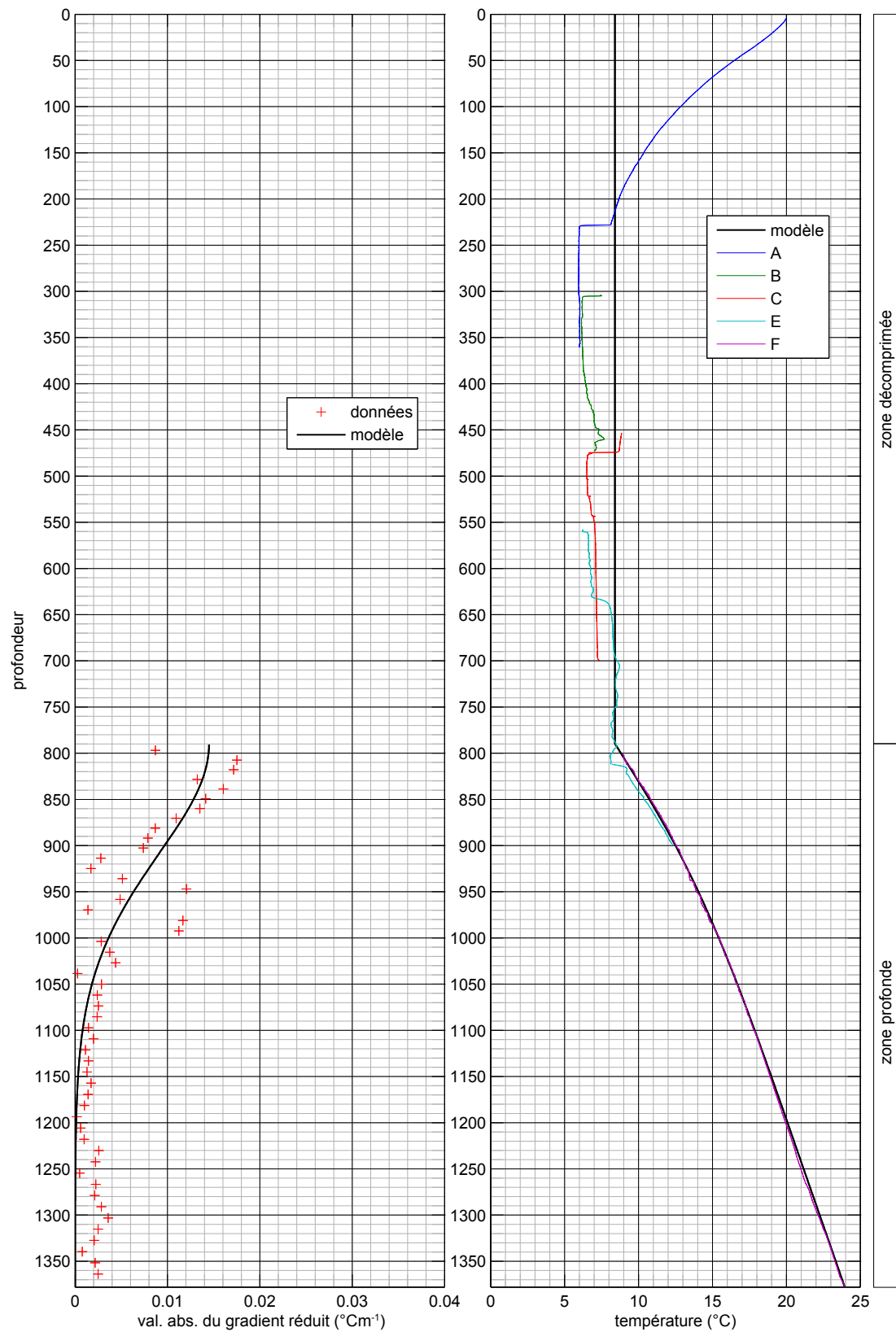


FIGURE 5.12 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F64

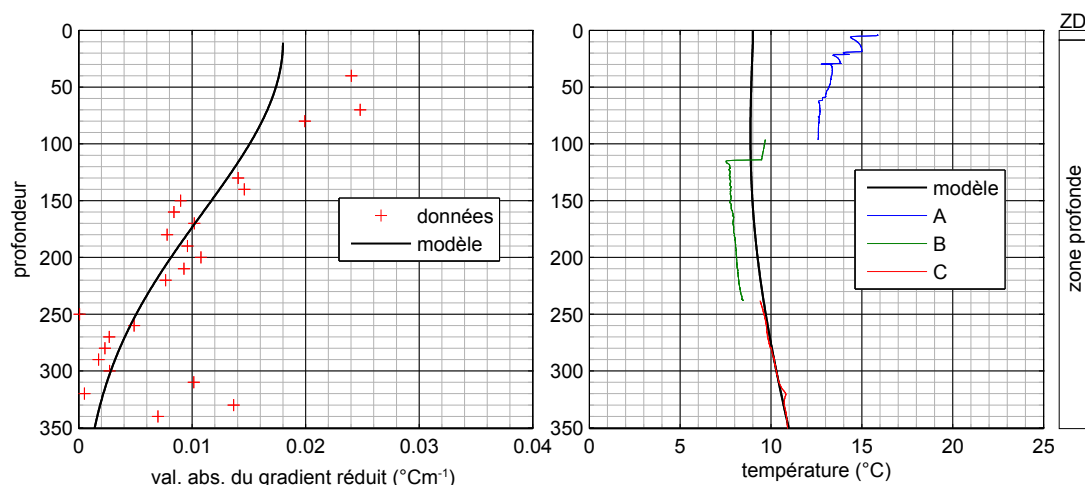


FIGURE 5.13 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F25

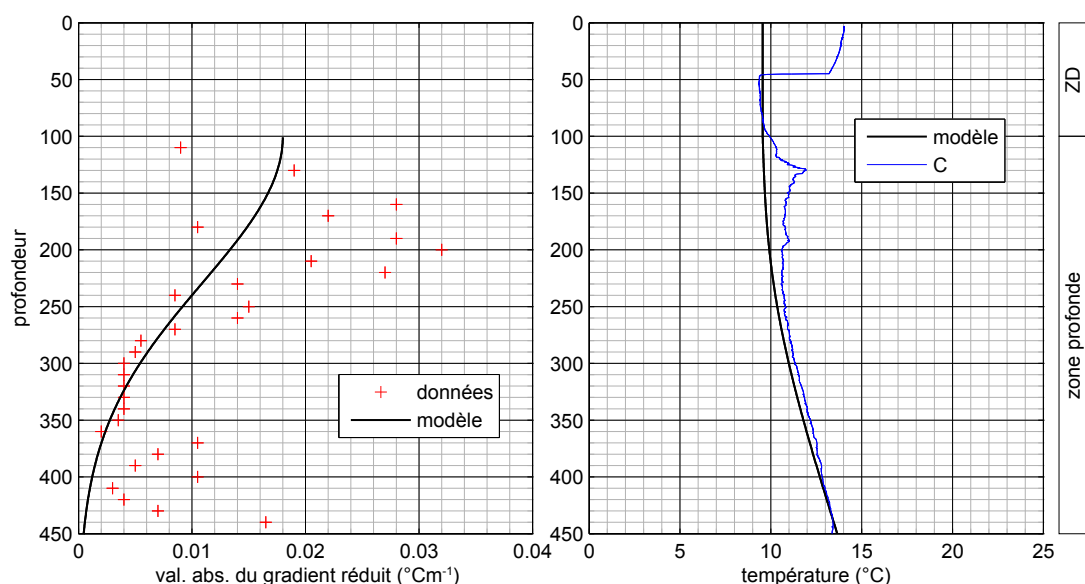


FIGURE 5.14 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F24

zone profonde à 100 ml et 250 ml les températures semblent perturbées par une circulation localisée à 130 ml dans la zone profonde.

La présence probable de cette circulation et les variations rapides de profondeur de la limite entre la zone décomprimée et la zone profonde aux alentours du forage F24 crée probablement un effet thermique 2D ou 3D non pris en compte (*cf. point 3.2.3*) qui nous pousse à considérer le résultat obtenu sur ce forage comme peu fiable.

## F11

La zone profonde du forage F11 est constituée de quartzite du Trias entre 130 et 420 ml, plus bas le forage se développe dans les formations du Permo-Trias. Nous avons fait le choix d'attribuer à la zone profonde la conductivité thermique du Trias :  $5Wm^{-1}K^{-1}$ . La conductivité n'est donc pas adaptée en-dessous de 420 ml.

Dans le haut de la zone profonde, entre 110 et 420 ml, les gradients réduits et les tem-

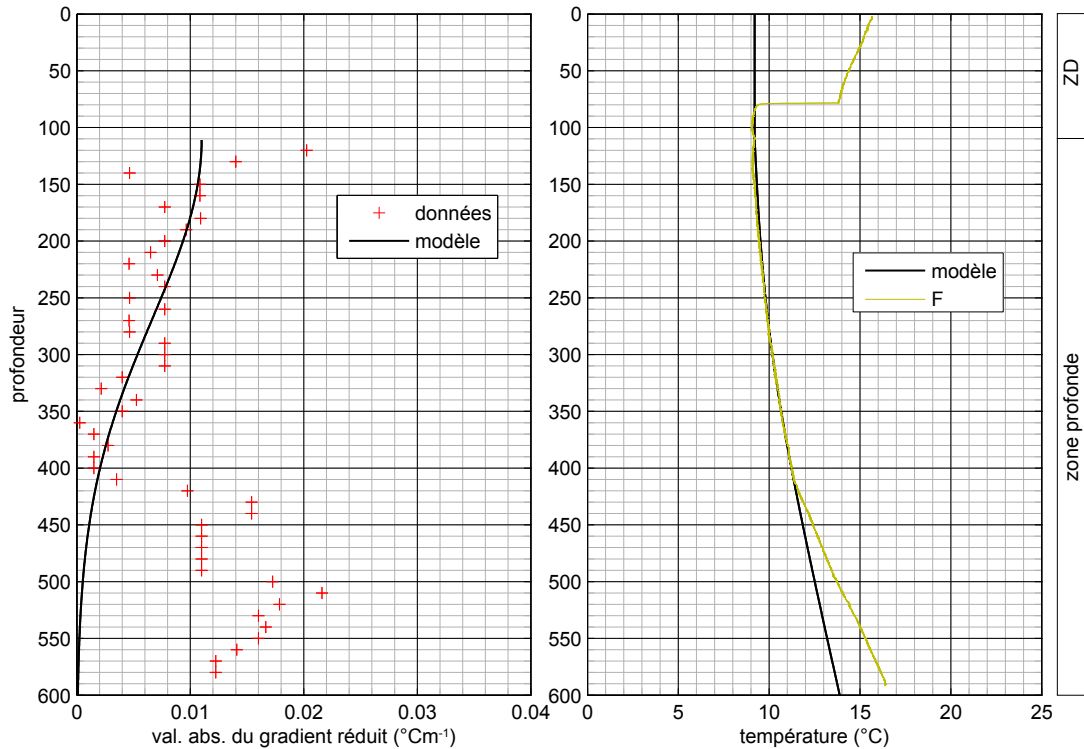


FIGURE 5.15 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F11

pératures sont bien reproduits (*cf. fig. 5.15*). Plus bas les températures reconstituées et les températures mesurées divergent en raison du changement de nature des roches et donc de la conductivité thermique. La méthode ne permettant pas d'intégrer des changements de conductivité, les températures et gradients ne peuvent être reproduits en fond de forage.

Dans la zone décompressée, les températures sont bien reproduites là où les températures sont mesurées dans l'eau (70 à 110 ml ; *cf. fig. 5.15*).

## F23

L'ajustement permet d'approcher les températures mesurées dans le F23 (*cf. fig. 5.16*). Les gradients réduits issus des mesures sont très irréguliers, ils ne permettent pas de contraindre l'ajustement.

Dans la partie haute de la zone profonde (275 à 340 ml), les températures froides mesurées peuvent être dues soit à des circulations induites par le forage soit à des circulations naturelles (*cf. point 3.2.3*). Entre 340 et 510 ml nous n'avons pas d'élément pour expliquer les différences de températures observées et calculées. Toutefois, l'hypothèse d'effets liés à la géologie, nature des roches et pendage de la schistosité est probable.

Nous considérons que les résultats sur ce forage n'ont de valeur que parce qu'ils sont en cohérence avec les résultats des autres forages.

## F21

L'ajustement permet de reproduire les températures et les gradients réduits dans la zone profonde à l'exception de la partie haute de celle-ci (375 à 450 ml pour les températures et 375 à 480 ml pour les gradients ; *cf. fig. 5.17*). Cette différence s'explique par des circulations

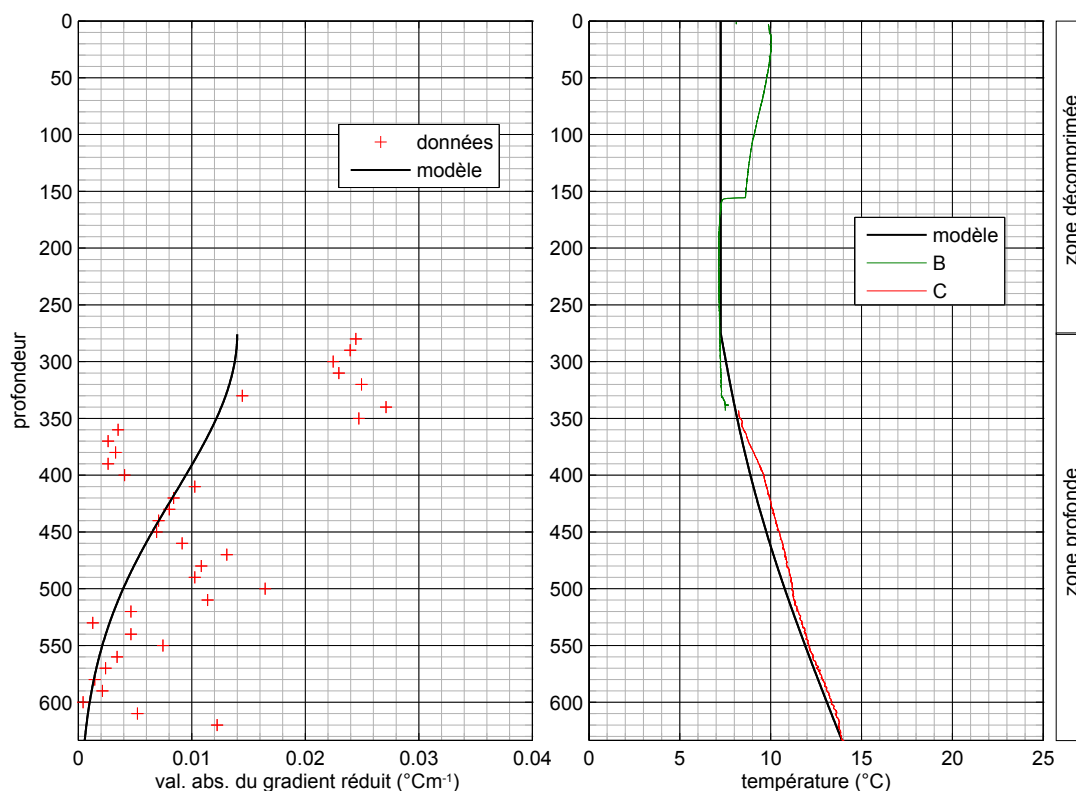


FIGURE 5.16 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F23

induites par le forage jusqu'à 420 ml (*cf. point 3.2.3*) et par la diffusion vers le bas de la perturbation thermique induite.

Dans la zone décomprimée, les températures imposées sont conformes aux observations.

## F22

L'ajustement permet de reproduire les gradients réduits sur l'ensemble de la zone profonde qui débute à 280 ml et les températures entre 280 à 500 ml (*cf. fig. 5.18*). Plus bas, la différence de températures est probablement liée aux effets thermiques de la foration qui crée un « schift » de température entre les run B et C (*cf. section 3.1*).

Dans la zone décomprimée, les températures imposées sont conformes aux observations.

## F10

L'ajustement permet de reproduire les gradients réduits dans la zone profonde à l'exception de la partie haute de celle-ci entre 200 à 270 ml (*cf. fig. 5.17*). Cette différence s'explique par des circulations induites par le forage jusqu'à 220 ml (*cf. point 3.2.3*) et par la diffusion vers le bas de la perturbation thermique induite.

Les températures calculées et imposées dans la zone profonde et dans la zone décomprimée sont globalement en cohérence avec les mesures.

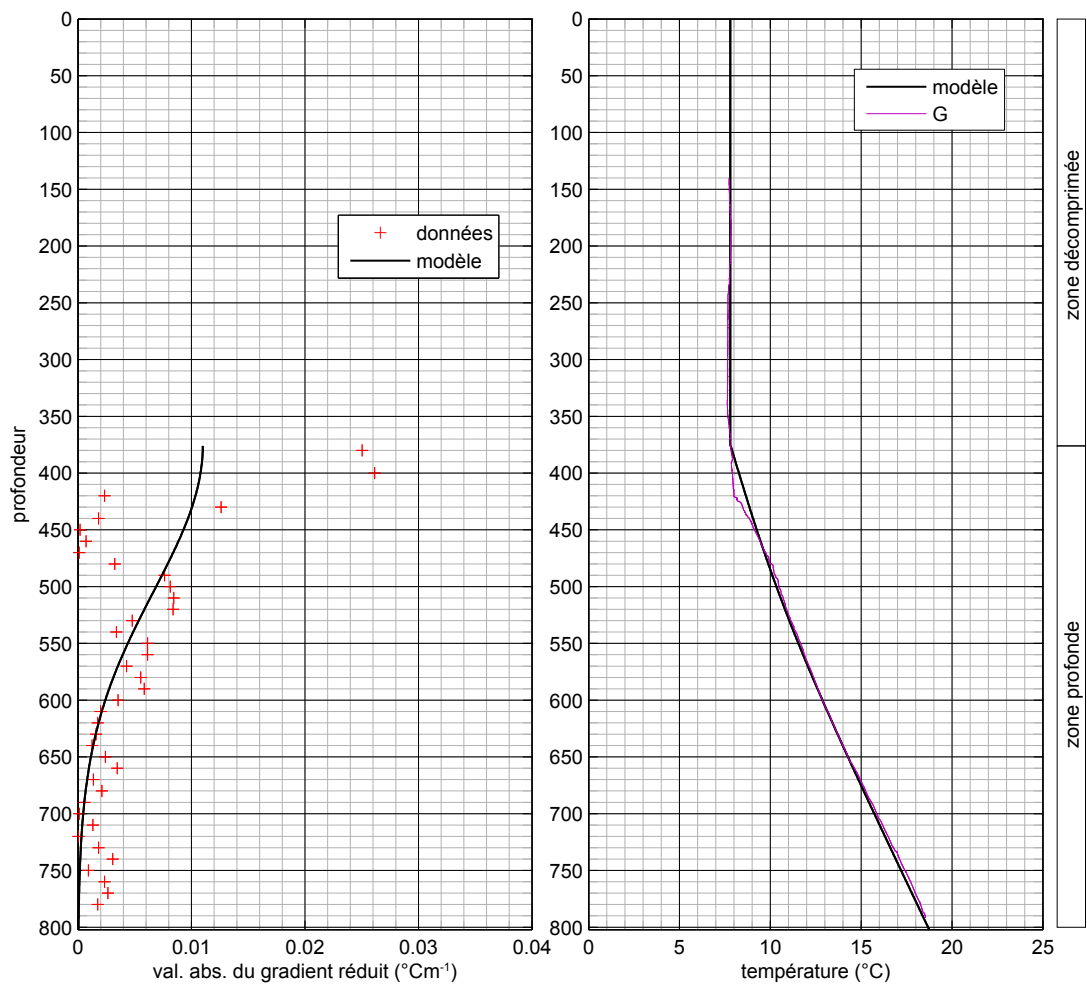


FIGURE 5.17 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F21



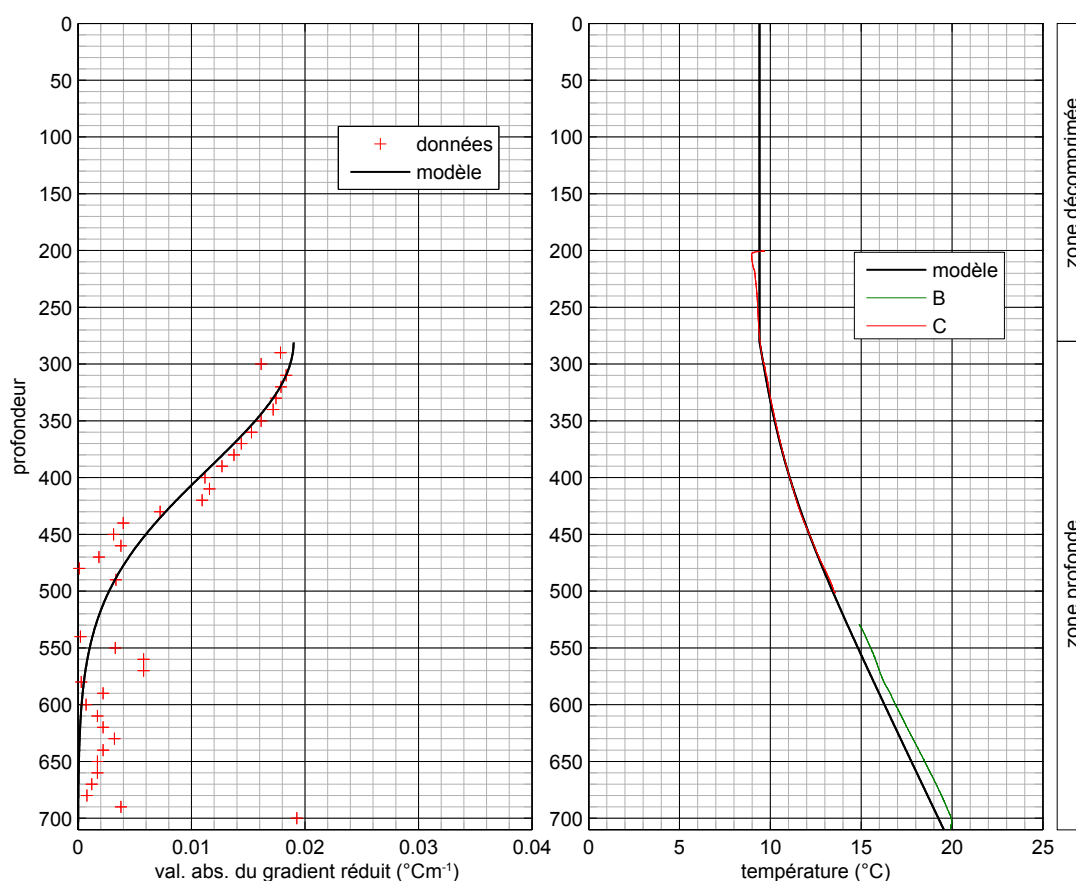


FIGURE 5.18 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F22

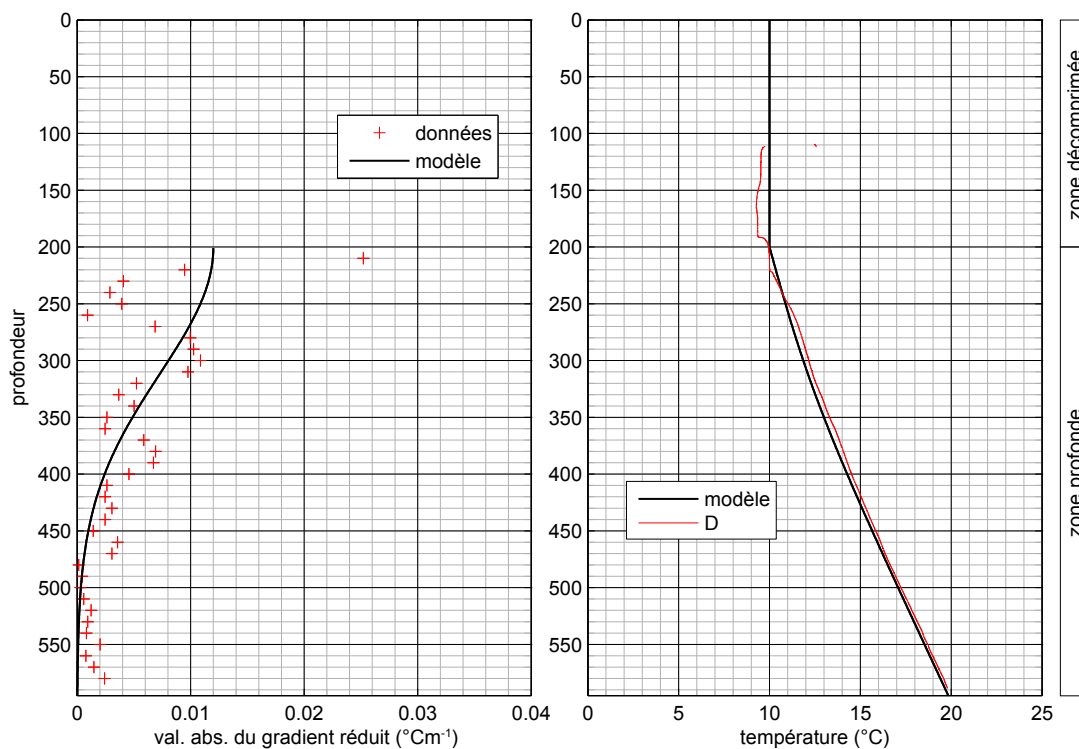


FIGURE 5.19 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F10

## F80

L'ajustement permet de reproduire les gradients réduits et les températures mesurées (*cf. fig. 5.20*). Une faible circulation descendante induite par le forage perturbe les mesures effectuées au début de la zone profonde entre 130 et 185 ml. Elle permet d'expliquer la petite différence entre les températures calculées et mesurées dans cette zone ainsi que les deux valeurs de différence de gradients qui sortent de la tendance générale autour de 185 ml.

Dans la zone décomprimée, les températures imposées sont conformes aux observations.

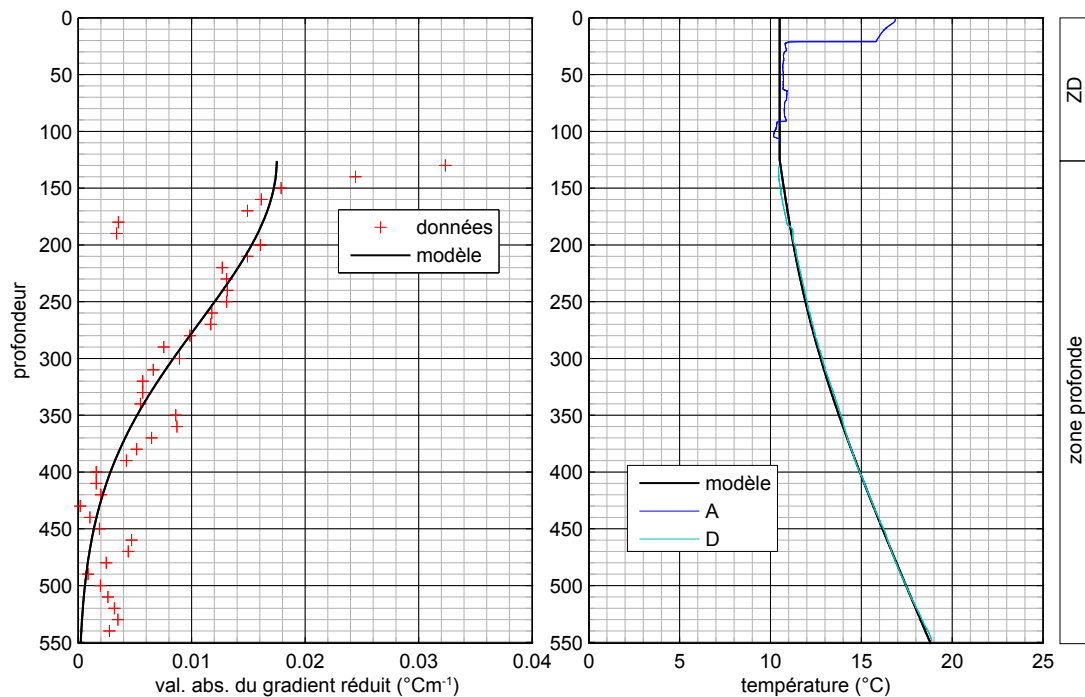


FIGURE 5.20 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F80

## F17 et F43

L'ajustement du forage F17 permet de reproduire les gradients réduits et la température mesurée (*cf. fig. 5.21*). Entre 150 et 400 ml la température calculée est sous-estimée d'environ  $0,25^{\circ}\text{C}$ . Nous n'avons pas élément pour expliquer cette petite différence. Dans la zone décomprimée les températures imposées sont conformes aux observations.

Le forage F43 n'a pas été ajusté de manière indépendante : les paramètres déterminés pour le forage F17 ont été utilisés. Ce forage est de faible longueur ce qui n'aurait pas permis l'ajustement. La faible distance entre les forages F43 et F17 (environ 25m) permet toutefois d'utiliser ce forage pour confirmer l'ajustement du F17.

Les températures du F43 sont bien reproduites (*cf. fig. 5.22*). Les gradients thermiques semblent perturbés dans les cent premiers mètres de la zone profonde entre 45 et 140 ml par des variations haute fréquence de la température. Ceci explique l'impossibilité d'ajuster les gradients réduits dans cette zone.

Nous considérons que les calculs de température et de gradient globalement conformes aux mesures réalisées dans le forage F43, renforcent la validité de l'ajustement du forage F17.

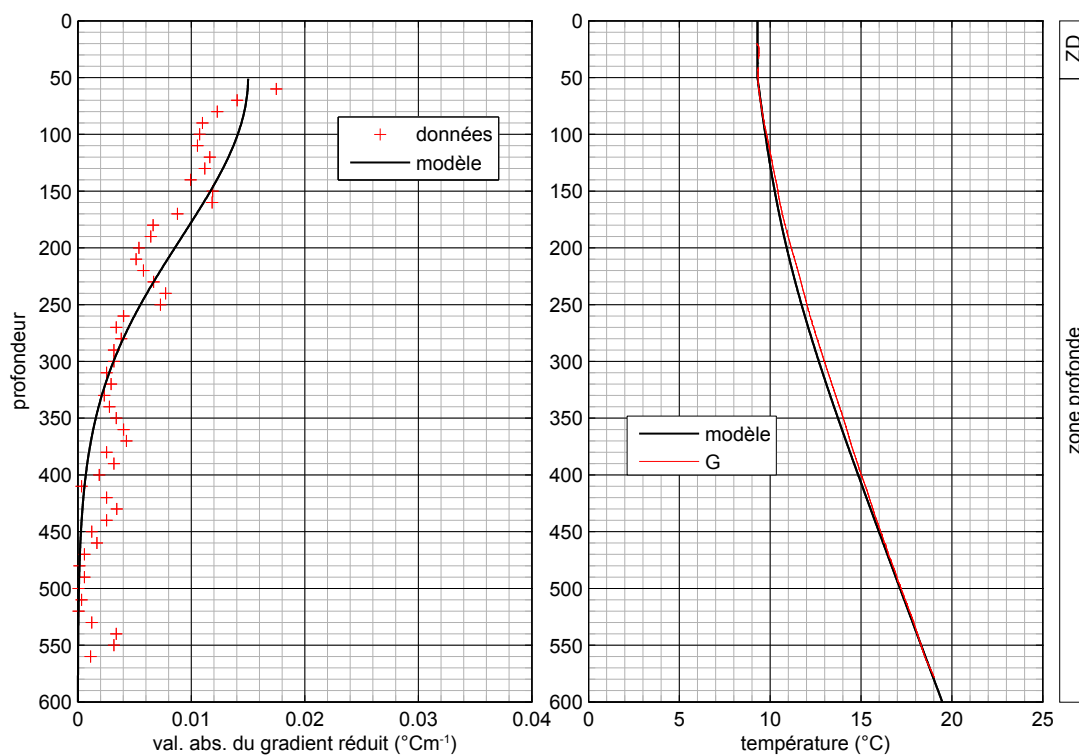


FIGURE 5.21 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F17

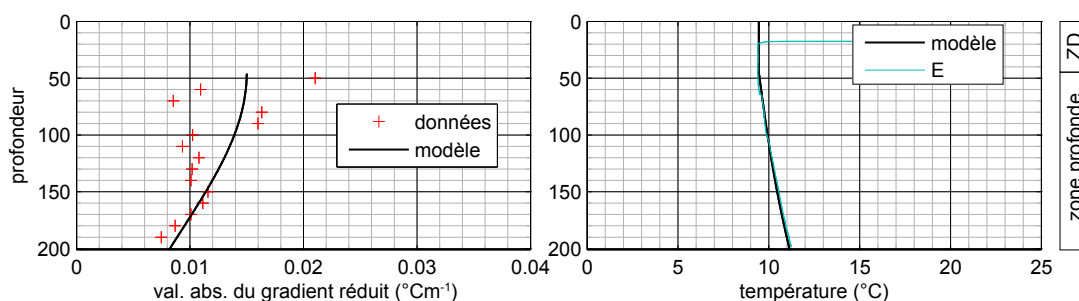
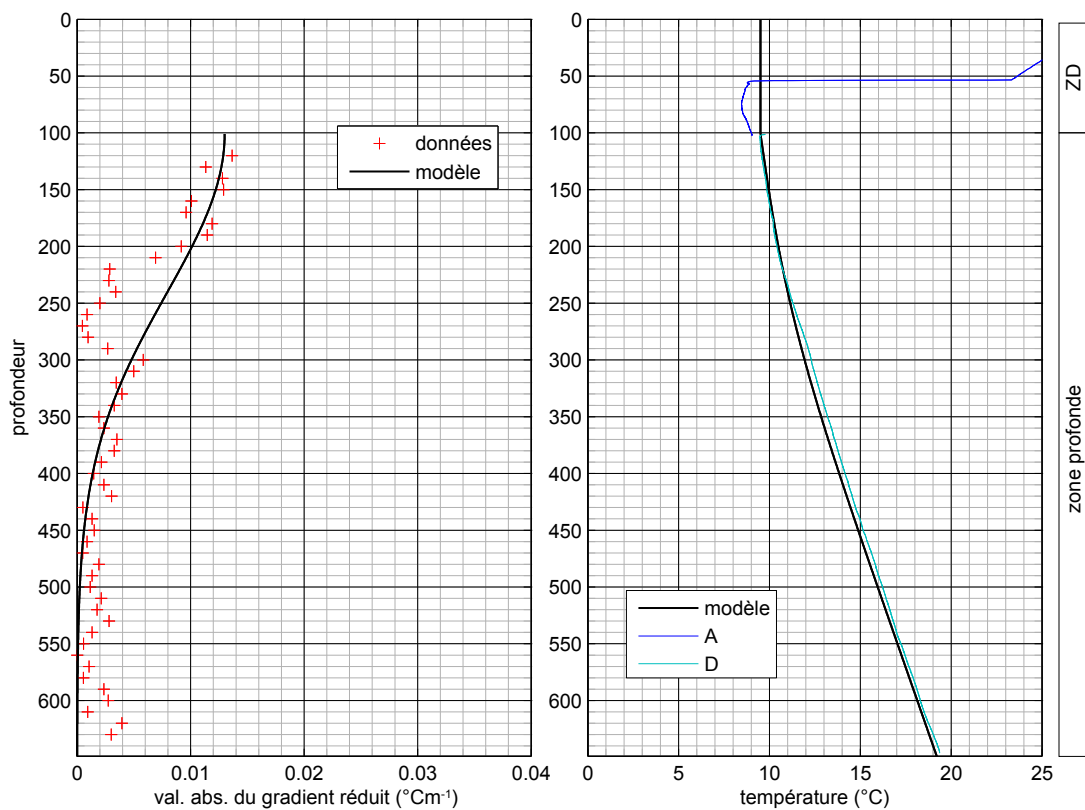


FIGURE 5.22 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F43

**F56**

L'ajustement permet de reproduire dans leur ensemble les gradients réduits et les températures (*cf. fig. 5.23*). Entre 220 et 290 ml le gradient mesuré est légèrement plus fort que celui calculé. L'effet de cette augmentation de gradient se répercute sur les températures sur l'ensemble du forage sous 250 ml. L'augmentation du gradient est probablement liée à un changement de conductivité provoqué par la présence entre 225 et 290 ml d'une écaille de socle anté-carbonifère.

Dans la zone décomprimée (au-dessus de 100 ml), la température imposée est supérieure d'environ 1°C aux mesures du run A (*cf. fig. 5.23*), nous considérons que cette mesure n'est pas représentative. Nous avons donc considéré que la température de la zone décomprimée est 9,5°C qui correspond à la température enregistrée à la limite entre zone décomprimée et zone profonde au run D.



**FIGURE 5.23** – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F56

## F57

L'ajustement permet de reproduire dans leur ensemble les gradients réduits et les températures (*cf. fig. 5.24*). Les gradients et les températures calculés divergent légèrement des mesures entre 200 et 400 ml. Cette différence pourrait s'expliquer par la lithologie très changeante et des variations de pendage de la schistosité entraînant une variabilité des conductivités thermiques dans cette zone.

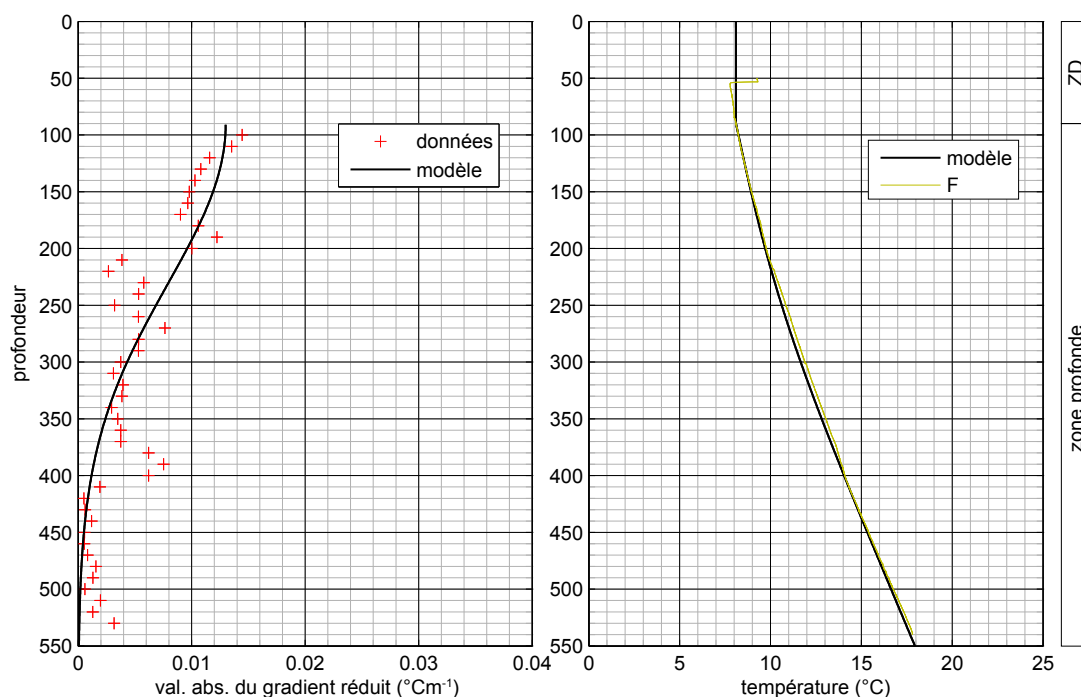


FIGURE 5.24 – Ajustement des gradients réduits et de la température du forage F57

## Section 5.3

## Discussion générale

La méthode développée à la section 5.1 a été appliquée sur quatorze forages de la série siliceuse de Vanoise (*cf. section 5.2*). Pour huit forages (F65, F64, F11, F22, F80, F17, F56 et F57), il est possible d'obtenir un ajustement satisfaisant des gradients réduits et des températures. Le forage F43 de faible profondeur mais très proche du forage F17 permet de confirmer le bon ajustement de ce dernier.

Les forages F21 et F10 ont un ajustement moins bon en raison des circulations induites par le forage qui perturbent les mesures. Pour les forages F25 et F23, étant donné la mauvaise reproduction des données, nous considérons que les ajustements obtenus n'ont de valeur que parce qu'ils sont en cohérence avec les résultats des autres forages. Enfin, le forage F24 est probablement perturbé par des variations latérales de profondeur de la zone décomprimée et une circulation dans la zone profonde ce qui rend le résultat de l'ajustement peu fiable.

À l'exception du forage F64, tous les forages montrent un réchauffement de la zone décomprimée comprise entre 1,5 et 3,4°C daté entre 1716 et 1824 AD (*cf. fig. 5.10 et tableau 5.6*).

Au vu de l'âge de cette perturbation thermique, l'hypothèse de l'activation des circulations dans la zone décomprimée peut être écartée. Les variations de gradient thermique avec la profondeur dans la zone profonde de la série siliceuse de Vanoise sont vraisemblablement dues à un changement de température dans la zone décomprimée.

L'histoire climatique récente dans les Alpes est marquée par une période plus froide et plus humide appelée « Petit Âge glaciaire » (PAG) dont la définition temporelle varie selon les auteurs entre 1150-1860 et 1550-1860 AD [Le Roy. 2012]. Le PAG est suivi par une augmentation de température de l'air d'environ 0,8°C [Nesje et Dahl. 2003].

Nos résultats donnent un âge du réchauffement légèrement plus ancien que la fin du PAG. L'amplitude du réchauffement des eaux de la zone décomprimée que nous avons déterminée est plus importante que celle de l'air. Plusieurs éléments peuvent contribuer à expliquer ces différences.

La température de la zone décomprimée ne dépend pas uniquement de la température de l'air. Le mode de recharge des eaux de la zone décomprimée conditionne sa température. Par exemple une contribution importante de l'eau de fusion nivale peut entraîner une température de la zone décomprimée plus basse que celle de l'air. À contrario, une recharge principalement liée aux précipitations estivales engendrera des températures de la zone décomprimée plus importantes que les températures de l'air.

Les différences entre nos résultats et les éléments climatiques peuvent en partie être expliquées par ces mécanismes liés à la recharge de la zone décomprimée. Les précipitations neigeuses étaient probablement plus importantes jusqu'en 1830 Vincent *et al.* [2005]. Cet élément permet de réduire l'écart entre les âges que nous avons déterminés pour les variations de la température et ceux attendus au vu des éléments climatiques. De plus il permet aussi d'expliquer, au moins en partie, l'amplitude du réchauffement plus important que celui de l'air.

Par ailleurs, il est probable que la géologie complexe qui induit une hétérogénéité des paramètres thermiques crée une imprécision dans les résultats obtenus. Il en est de même pour la méthode qui considère un changement brutal de température, et non un change-

ment progressif. Théoriquement, l'utilisation d'une méthode d'inversion des températures n'engendrerait pas cette incertitude. Toutefois, au vu de la géologie complexe et de la précision des données de température, l'utilisation d'une méthode d'inversion semble difficilement envisageable.

Le forage F64 montre un refroidissement de la zone décomprimée de  $2,1^{\circ}$  vers 1817AD. L'opposition de ce résultat avec ceux obtenus sur les autres forages demande à être expliquée. Deux hypothèses nous semblent pouvoir expliquer ce résultat.

Le forage F64 est situé au niveau d'une zone de circulation profonde (*cf. section 3.2*) qui a pour conséquence de refroidir le massif en profondeur. L'amortissement de ce refroidissement crée une variation du gradient avec la profondeur. Les modélisations thermiques réalisées au Front du Houiller, dans un cas qui pourrait être proche de celui-ci, ont montré que des variations de gradient aussi rapides que celles constatées dans le forage F64 ne se rencontrent qu'au point bas de la zone froide (*cf. chapitre 4 et fig. 4.20*). Dans cette hypothèse on peut donc supposer que le forage F64 est proche du bas de la zone froide.

La deuxième hypothèse est la diminution de la température des eaux qui circulent au-dessus de 790 m dans le forage F64. Les eaux seraient refroidies par l'activation d'une nouvelle zone de recharge en haute altitude. Cette activation pourrait être liée soit à la fonte du pergélisol soit au retrait glaciaire à la fin du PAG. Cette nouvelle zone d'alimentation pourrait correspondre aux terrains quartzitiques situés entre le col de Chavière (2796 m ngf) et la Pointe de la Partie (3299 m ngf).

Toutefois, il est possible qu'une combinaison de ces deux hypothèses soit à l'origine de ces variations de gradient atypiques. Une modélisation thermique 2D ou 3D du secteur de Modane-Chavière apporterait probablement des éléments pour évaluer la contribution des deux phénomènes et permettrait peut-être d'estimer si des circulations actives sont présentes à la cote du tunnel.

## Section 5.4

## Conclusions et perspectives

Ce chapitre présente le développement d'une méthode permettant d'estimer l'âge et l'amplitude d'un changement brutal de température à la limite d'un milieu 1D semi-infini en conduction thermique et soumis à un flux thermique. Une procédure numérique a permis de tester la méthode développée et d'estimer sa sensibilité.

Cette méthode a été appliquée à quatorze forages de la zone profonde de la série siliceuse de Vanoise. Cette série est caractérisée par une zone décomprimée pour laquelle les températures sont imposées par les circulations rapides surmontant une zone profonde peu perméable que nous considérons en conduction pure.

Les variations de gradient dans la zone profonde sont expliquées par des variations de température des eaux dans la zone décomprimée. Un réchauffement d'environ  $2,4^{\circ}\text{C}$  autour de 1770 AD a été déterminé sur treize forages. Nous attribuons ce réchauffement à l'augmentation de la température de l'air et à une plus faible contribution de la fusion nivale dans l'alimentation de la zone décomprimée vers la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG). Les âges obtenus plus anciens qu'attendus pour un phénomène lié au PAG sont probablement dus à l'application de la méthode dans des conditions réelles qui diffèrent des conditions théoriques d'application.

Dans le quatorzième forage les températures et les gradients profonds peuvent être expliqués par un refroidissement d'environ  $2^{\circ}\text{C}$  autour de 1820 AD. Ce résultat en opposition avec les autres forages pourrait s'expliquer soit par des variations de gradient liées à la grande profondeur atteinte par les circulations, soit par l'activation d'une nouvelle zone d'alimentation en haute altitude liée à la fonte du pergélisol ou au retrait glaciaire à la fin du PAG, soit par une combinaison de ces deux éléments. Ceci demande à être confirmé par une modélisation thermique 2D ou 3D du secteur de Modane-Chavière. Cette modélisation apporterait probablement des éléments pour évaluer la contribution des deux phénomènes et permettrait peut-être d'estimer si des circulations actives sont présentes à la cote du projet de tunnel.





# Conclusion

Les éléments bibliographiques développés au chapitre 1 sur les circulations des eaux souterraines dans les massifs ainsi que sur les aspects thermiques spécifiques aux régions de montagne nous permettent de proposer un schéma conceptuel hydrogéologique et thermique des massifs alpins. Ce schéma repose sur les notions de zone décomprimée de versant et de zone profonde impliquant les circulations des eaux souterraines et les transferts thermiques potentiellement associés. Il implique des états thermiques transitoires des massifs en relation avec les contextes paléo-environnementaux alpins.

À l'échelle du massif, la perméabilité dépend de l'ouverture, du remplissage, de la fréquence et de la connexion des fractures. Les faciès favorables aux circulations souterraines correspondent à des roches fragiles dans lesquelles d'une part la fracturation se développe de manière plus dense et d'autre part le colmatage argileux est bien moins présent.

À proximité de la surface, il est fréquent que des phénomènes gravitaires de versant tels que la poussée au vide, le fauchage des couches et les glissements, dégradent les propriétés mécaniques des roches. Dans les faciès favorables, ces phénomènes augmentent notablement la perméabilité. Cette zone, généralement appelée zone décomprimée de versant, surmonte une zone moins perméable appelée zone profonde. Dans les zones décomprimées perméables, les circulations souterraines sont telles que la température du milieu est généralement en équilibre avec les températures des apports de surface représentés par les précipitations et la fusion nivale.

La zone profonde des massifs est un milieu fermé et peu perméable à l'exception de zones localisées de fractures ouvertes et perméables. Les circulations sont généralement absentes ou suffisamment faibles pour ne pas perturber l'état thermique du massif. Dans les zones de fractures ouvertes localisées, des circulations naturelles ou provoquées par le percement d'un tunnel peuvent être suffisamment actives et perturber l'état thermique du massif. Dans la zone profonde, le massif est généralement en conduction. Toutefois, la convection forcée peut dominer dans les zones de circulations actives localisées provoquant une perturbation thermique se propageant par conduction dans le massif peu perméable.

Les perturbations thermiques dans les zones de circulations actives sont associées au contexte paléoclimatique alpin depuis la fin de la dernière période glaciaire. Le retrait glaciaire et/ou la fonte du pergélisol seraient à l'origine d'une réactivation des circulations profondes créant un refroidissement encore actuel des massifs. Les perturbations thermiques liées aux circulations se surimposent aux perturbations de surface engendrées par les variations climatiques postérieures au retrait glaciaire.

La moyenne Maurienne, en raison des nombreux ouvrages de reconnaissances effectuées dans le cadre du projet de tunnel suivi par LTF, présente un intérêt particulier pour l'étude

de l'état thermique des massifs. Dans le cadre de ce travail, les données relatives à l'hydrogéologie et à la thermique acquises en forage par LTF ont été synthétisées dans une base de données et de métadonnées et dans des figures de synthèse.

Le secteur présente un contexte géologique varié qui peut être découpé en trois grands ensembles. À l'ouest, une série sédimentaire d'âge triasique à crétacé constitue le Sub-Briançonnais. Au centre, des métasédiments, schistes et grès principalement, forment la zone Houillère. À l'est, le socle cristallin et son tégument forment la série siliceuse de la zone Vanoise qui est surmontée par une série évaporitico-carbonatée. De multiples plis et écailles affectent les formations.

Les données des forages de reconnaissance non perturbés par la foration présentent des anomalies thermiques susceptibles d'être associées au schéma conceptuel hydrogéologique et thermique proposé.

Les forages dans le Sub-Briançonnais et dans le Houiller externe mettent en évidence une anomalie thermique majeure froide et profonde. La zone source se situe dans les calcaires du Dogger les plus à l'est dans le Sub-Briançonnais. Ces calcaires semblent être soumis à des circulations en relation avec des sources de trop plein situées plus haut dans le versant. Le système hydrogéologique impliquerait des eaux issues des calcaires du Dogger et des évaporites entre la Croix des Têtes et le Grand Perron des Encombres mais aussi probablement au-delà.

Les résultats de modélisation en régime thermique transitoire et purement conductif montrent que l'anomalie thermique observée peut être expliquée par les conséquences du changement climatique à la fin la dernière période glaciaire. Elles se traduisent par une augmentation des températures en surface et par l'activation de circulations froides profondes et localisées au début de l'Holocène. Ce résultat repose sur un modèle en coupe 2D parallèle à la vallée de l'Arc imposé par la complexité géologique et structurale de la zone d'étude. Afin de tenir compte des effets thermiques liés au relief, une construction introduisant des coupes sériées a été nécessaire. Nos résultats montrent qu'une telle approche simplifiée est tout à fait satisfaisante pour reproduire les effets thermiques en 3D liés au relief le long d'une coupe 2D. La prise en compte de l'augmentation des températures de surface depuis l'Holocène conduit à considérer un flux géothermique nettement plus élevé que ceux classiquement définis dans la littérature pour les zones alpines. Dans le cadre de notre approche, il est de l'ordre de  $100mWm^{-2}$ .

Cette première approche montre l'intérêt majeur des observations thermiques sur le site d'étude. Elle pourrait être complétée par l'acquisition de données complémentaires permettant de mieux caractériser les écoulements au sein de la zone froide. Un objectif à plus long terme serait de tester la relation supposée entre la fonte du pergélisol et l'activation des circulations. Un tel modèle doit prendre en compte la fonte du pergélisol à l'échelle du bassin versant et la mise en place progressive de la circulation.

Les données thermiques en forage de la série siliceuse de Vanoise montrent généralement sous la zone décomprimée, des gradients thermiques faibles qui augmentent avec la profondeur pour atteindre un gradient « normal ». Les hypothèses hydrogéologiques les plus probables expliquant ces anomalies sont en relation avec des modifications de la température à la base de la zone décomprimée induites par une variation de la température des eaux circulant dans la zone décomprimée ou avec une activation des circulations dans cette zone. La modification des températures dans la zone décomprimée se propage alors par conduction thermique dans la zone profonde.

Une méthode analytique mono-dimensionnelle supposant un milieu homogène et isotrope a été développée pour estimer l'âge et l'amplitude d'un changement brutal de température à la base de la zone décomprimée. Appliquée aux données de 13 forages, elle conduit à définir un réchauffement de 2.4°C à la base de la zone décomprimée aux alentours de 1770 AD. Il est possible attribuer ce changement à une augmentation de température de l'air et à une diminution des apports de fusion nivale avant la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG). Le décalage de temps entre la fin du PAG et nos résultats peut s'expliquer par des conditions d'application de la méthode qui diffèrent des conditions réelles sur le secteur d'étude.

Pour un forage qui présente une épaisseur importante de la zone décomprimée, la méthode conduit à définir un refroidissement à sa base. Il peut s'expliquer soit par des variations de gradient liées à la grande profondeur atteinte par les circulations, soit par l'extension de la zone d'alimentation liée à la fonte du pergélisol ou au retrait glaciaire à la fin du PAG. Une modélisation du secteur apporterait probablement des éléments pour évaluer la contribution des deux phénomènes et pourrait permettre d'estimer si des circulations actives sont présentes à la cote du projet de tunnel.

Le travail effectué dans le cadre de ce mémoire à partir des données de forages LTF montre que des perturbations thermiques peuvent résulter d'une variation de températures et de précipitations en surface mais aussi d'une réactivation des circulations souterraines. Ceci implique un état thermique transitoire du massif au moins à partir du début de l'Holocène. Dans ces conditions, l'état thermique des massifs rocheux alpins peut mettre en évidence des zones localisées de circulation profonde. L'étude des anomalies thermiques est aussi une piste à approfondir pour la reconstitution d'événements paléohydrogéologiques et paléoclimatiques.



# Bibliographie

- AGLIARDI, F., CROSTA, G. B., FRATTINI, P. et MALUSÀ, M. G. (2013). Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 365:263–274.
- ANDERSON, M. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground water*, 43(6):951–968.
- ANTOINE, P., FABRE, D., MENARD, G. et SANCHEZ, N. (1993). *Tunnel de base Maurienne-Ambin. Étude préliminaire. Rapport géotechnique n°3 (1993). Fascicule n°1 : Géologie.* Rapport technique, Alptunnel GEIE. 75 pages.
- AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIC, A., LIPA, W., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., MATULLA, C., BRIFFA, K. *et al.* (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1):17–46.
- BARBIER, R., BARFÉTY, J.-C., BORDET, P., FABRE, J., PETITEVILLE, J., RIVOIRARD, R. et VATIN-PÉRIGNON, N. (1977). *Carte géologique de la France à 1/50 000 : Saint Jean de Maurienne (feuille 774).* Carte, BRGM : Orléans.
- BARTHELEMY, Y. et BUSCARLET, E. (2007). *Liaison Lyon-Turin, Avant projet de référence, Profil hydrogéologique du tunnel de base.* Coupe, LTF.
- BARTHELEMY, Y. et RICCI, G. (2007). *Liaison Lyon-Turin, Avant projet de référence, Carte générale des sources à risque.* Carte, LTF.
- BAUDIN, T., EGAL, E., GROS, Y., BIANCHI, G., AIROLDI, G. et MANCARI, G. (2014). *Nouvelle ligne Lyon-Turin, Géologie, Coupe géologique verticale le long du tracé du tunnel de base - côté France.* Coupe, LTF.
- BECK, A. (1982). Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate. *Tectonophysics*, 83(1):1–11.
- BERTRAND, J.-M., GUILLOT, F., LETERRIER, J., PERRUCHOT, M., AILLÈRES, L. et MACAUDIÈRE, J. (1998). Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodinamica Acta*, 11(1):33–49.
- BLACKWELL, D. D., STEELE, J. L. et BROTT, C. A. (1980). The terrain effect on terrestrial heat flow. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 85(B9):4757–4772.

- BODRI, B. et RYBACH, L. (1998). Influence of topographically driven convection on heat flow in the Swiss Alps : a model study. *Tectonophysics*, 291(1-4):19–27.
- BODRI, L. et CERMAK, V. (2005). Borehole temperatures, climate change and the pre-observational surface air temperature mean : Allowance for hydraulic conditions. *Global and Planetary Change*, 45(4):265–276.
- BORDET, C. (1957). *La destruction des versants de montagne par la pesanteur dans les massifs cristallins des Alpes : Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins*. 46 pages.
- BORDET, C. (1959). Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après des observations en galerie). In *Les congrès et colloque de l'Université de Liège*, volume 14. Université de Liège.
- BORDET, C. (1971). L'eau dans les massifs rocheux fissurés : observations dans les travaux souterrains. *Mémoires Centre d'Etudes de recherches d'essais scientifiques du génie civil (C.E.R.E.S.), Université de Liège*, 36:4–35.
- BREDEHOEFT, J. et PAPAOPULOS, I. (1965). Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research*, 1(2):325–328.
- BÜRGI, C. (1999). *Cataclastic fault rocks in underground excavations - A geological characterisation*. Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne. 107 pages.
- BUSSLINGER, A. (1998). *Geothermische prognosen für tiefliegende Tunnel*. Thèse de doctorat, Diss. Naturwiss. ETH Zürich. 180 pages.
- CARSLAW, H. S. et JAEGER, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*. Clarendon press. 510 pages.
- CERIANI, S. et SCHMID, S. (2004). From NS collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding : Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(3):347–369.
- CHAPELLIER, D. (1987). *Diagraphies appliquées à l'hydrogéologie*. TEC & DOC. 165 pages.
- CHAPITEAU, A., DELOUVRIER, J., FISCH, H., HONTAA, V. et LAURENT, A. (2000). *Tunnel de base Maurienne – Ambin. Campagne de réexploitation des sondages antérieurs à l'année 1999. Sondage F20. Rapport hydrogéologique*. Rapport technique, Alpetunnel G.E.I.E. 159 pages.
- CLAUSER, C. et HUENGES, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations : A handbook of physical constants*, pages 105–126.
- CLAUSER, C. et MARESCHAL, J.-C. (1995). Ground temperature history in central Europe from borehole temperature data. *Geophysical Journal International*, 121(3):805–817.
- CONSTANTZ, J. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44(4).
- CRAIN, I. K. (1968). The glacial effect and the significance of continental terrestrial heat flow measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 4(1):69–72.

- CROSTA, G., FRATTINI, P. et AGLIARDI, F. (2013). Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605:13–33.
- CRUCHET, M. (1983). *Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées : les massifs cristallins externes de basse Maurienne (Savoie)-Alpes françaises*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médical de Grenoble. 235 pages.
- CRUCHET, M. (1985). Influence de la décompression sur le comportement hydrogéologique des massifs cristallins en basse Maurienne (Savoie, France). *Géologie Alpine*, 61:65–73.
- DEBELMAS, J., SHADE, J., FABRE, J., DETRAZ, G., JAILLARD, E., ACCARIE, H., GOFFÉ, B., LISTER, G., PLATT, J.-P., PEELS, F., MÉNARD, G., DONDEY, H., LANDÈS, B., FUDRAL, S. et PACHOUD, A. (1988). *Carte géologique de la France à 1/50 000 : Modane (feuille 775)*. Carte, BRGM : Orléans.
- DIERSCH, H. (2002). *FEFLOW reference manual*. Rapport technique, Wasy - Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd. 278 pages.
- DURAND, R., CHABOD, P.-O., BOURGEOIS, D., NANT, J. et PAPET, M. (2013). Le massif de la Croix des Têtes. In *Grottes de Savoie*, numéro 16, page 99. Spéléo Club de Savoie, Comité Départemental de Spéléologie de la Savoie.
- DZIKOWSKI, M., JOSNIN, J. Y. et ROCHE, N. (2015). Thermal Influence of an Alpine Deep Hydrothermal Fault on the Surrounding Rocks. *Groundwater*.
- DZIKOWSKI, M., MARTINOTTI, G. et VILLEMIN, T. (2009a). *Expertise géologique et hydrogéologique – Rapport de synthèse – Descenderies de La Praz*. Rapport technique, LTF. 18 pages.
- DZIKOWSKI, M., MARTINOTTI, G. et VILLEMIN, T. (2009b). *Expertise géologique et hydrogéologique – Rapport de synthèse – Descenderies de St Martin la Porte*. Rapport technique, LTF. 17 pages.
- DZIKOWSKI, M. et VILLEMIN, T. (2009). *Expertise géologique et hydrogéologique dans les secteurs des descenderies de La Praz - St Martin la Port, Rapport d'expertise, Hydrogéologie et géodésie descenderie de La Praz*. Rapport technique, LTF. 45 pages.
- FABRE, D., GOY, L., ANTOINE, P. et MENARD, G. (1994). *Traversée ferroviaire transalpine, Tunnel de base Maurienne–Ambin : Étude préliminaire, Rapport géotechnique n° 3 (1993) : Fascicule n° 2*. Rapport technique, SNCF.
- FABRE, D., GOY, L., ANTOINE, P. et MENARD, G. (1997). *Traversée ferroviaire transalpine, Tunnel de base Maurienne–Ambin : Étude préliminaire, Rapport géotechnique n° 6 (1996) : Fascicule n° 2*. Rapport technique, Alpetunnel GEIE.
- FABRE, D. et MENARD, G. (1993). *Traversée ferroviaire transalpine, Tunnel de base Maurienne–Ambin : Étude préliminaire, Rapport géotechnique n° 2 (1992) : Fascicule n° 2*. Rapport technique, SNCF.
- FERRANDES, R. (1998). *La chaleur de la terre : de l'origine de la chaleur à l'exploitation des gisements géothermiques*. ADEME Éditions, Paris 1998. 399 pages.



- FORSTER, C. et SMITH, L. (1988a). Groundwater flow systems in mountainous terrain : 1. Numerical modeling technique. *Water resources research*, 24(7):999–1010.
- FORSTER, C. et SMITH, L. (1988b). Groundwater flow systems in mountainous terrain 2. Controlling factors. *Water Resources Research*, 24(7):1011–1023.
- FORSTER, C. et SMITH, L. (1989). The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain : a model study. *Journal of Geophysical Research*, 94(B7):9439–9451.
- GABALDA, S. (2008). *Exhumation process in the Western Alps : a multi-scalar approach to 3D geometrical modelling and geodynamic reconstruction along the Chartreuse-Maurienne traverse*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris. 175 pages.
- GALLINO, S., JOSNIN, J., DZIKOWSKI, M., CORNATON, F. et GASQUET, D. (2009). The influence of paleoclimatic events on the functioning of an alpine thermal system (France) : the contribution of hydrodynamic–thermal modeling. *Hydrogeology Journal*, 17(8):1887–1900.
- GOTTARDI, F. (2009). *Statistical estimation of precipitation over french mountain ranges*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG. 261 pages.
- GOY, L. (1996). *Mesure et modélisation des températures dans les massifs rocheux. Application au projet de tunnel profond Maurienne-Ambin*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier (Grenoble 1). 145 pages.
- GOY, L., FABRE, D. et MENARD, G. (1996). Modelling of rock temperatures for deep alpine tunnel projects. *Rock mechanics and rock engineering*, 29(1):1–18.
- GUGLIELMI, Y., CAPPAS, F. et BINET, S. (2005). Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes : Insights from La Clapière area (southern Alps, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 337(13):1154–1163.
- GUNZBURGER, Y. et LAUMONIER, B. (2002). Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera–Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(6):415–422.
- HARRIS, R. et CHAPMAN, D. (1995). Climate change on the Colorado Plateau of eastern Utah inferred from borehole temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 100:6367–6381.
- HENRY, S. G. et POLLACK, H. N. (1985). Heat flow in the presence of topography : Numerical analysis of data ensembles. *Geophysics*, 50(8):1335–1341.
- HOTCHKISS, W. O. et INGERSOLL, L. R. (1934). Postglacial Time Calculations from Recent Geothermal Measurements in the Calumet Copper Mines. *The Journal of Geology*, 42(2): 113 – 122.
- HUANG, S., POLLACK, H. et SHEN, P. (2000). Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, 403:756–758.
- JABOYEDOFF, M. (1999). Modèles thermiques simples de la croûte terrestre : un regard sur les Alpes. *Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles*, 86(4):229–271.

- JAMIER, D. (1975). *Etude de la fissuration, de l'hydrologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont Blanc*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. 153 pages.
- JIRÁKOVÁ, H., PROCHÁZKA, M., DEDECEK, P., KOBR, M., HRKAL, Z., HUNEAU, F. et LE COUSTUMER, P. (2011). Geothermal assessment of the deep aquifers of the northwestern part of the Bohemian Cretaceous basin, Czech Republic. *Geothermics*, 40:112–124.
- JOHNSTON, G. H. (1981). *Permafrost engineering design and construction*. Wiley, Toronto New York. 540 p. pages.
- KOHL, T. (1998a). *FRACtUre (V.3.1), Finite Element Program with WinFra (V.0.56)*. Rapport technique, Institute of Geophysics, ETH Zurich, Switzerland.
- KOHL, T. (1998b). Palaeoclimatic temperature signals—can they be washed out? *Tectonophysics*, 291(1):225–234.
- KOHL, T. (1999). Transient thermal effects below complex topographies. *Tectonophysics*, 306(3-4):311–324.
- KOHL, T., SIGNORELLI, S. et RYBACH, L. (2001). Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3-4):195–210.
- LACHASSAGNE, P., WYNS, R. et DEWANDEL, B. (2011). The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3):145–161.
- LACHENBRUCH, A. H. (1968). Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients. *Reviews of Geophysics*, 6(3):365–400.
- LANE, A. C. (1923). Geotherms of Lake Superior copper country. *Geological Society of America Bulletin*, 34(4):703–720.
- LE ROY, M. (2012). *Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble. 363 pages.
- LEBROUC, V., SCHWARTZ, S., BAILLET, L., JONGMANS, D. et GAMOND, J.-F. (2013). Modeling permafrost extension in a rock slope since the Last Glacial Maximum : Application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology*, 198:189–200.
- LEHMANN, K. (2010). Environmental corrections to gamma-ray log data : Strategies for geophysical logging with geological and technical drilling. *Journal of Applied Geophysics*, 70(1):17–26.
- LEWIS, T. J. et WANG, K. (1992). Influence of terrain on bedrock temperatures. *Global and planetary change*, 6(2):87–100.
- LOUIS, C. (1972). Les caractéristiques hydrauliques du massif de fondation du barrage de Grand'Maison (Isère). *Bulletin du BRGM*, Deuxième série – section III – numéro 4:13–37.
- LOUIS, C. (1974). Introduction à l'hydraulique des roches. *Bulletin du BRGM*, Deuxième série – section III – numéro 4:283–356.

- MANNING, A. et CAINE, J. (2007). Groundwater noble gas, age, and temperature signatures in an Alpine watershed : Valuable tools in conceptual model development. *Water Resour. Res.*, 43(4):W04404.
- MARÉCHAL, J.-C. (1998). *Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains*. Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne. 296 pages.
- MARÉCHAL, J.-C. (1999a). Observation des massifs cristallins au travers des ouvrages souterrains : 1. Caractérisation de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif. *Hydrogéologie*, 1:21–32.
- MARÉCHAL, J.-C. (1999b). Observation des massifs cristallins au travers des ouvrages souterrains : 2. Définition du rôle hydrogéologique de la zone décomprimée. *Hydrogéologie*, 1:33–42.
- MARÉCHAL, J.-C. (1999c). Relation entre température et intensité des circulations d'eau souterraine dans les massifs alpins : outil de prévision des venues d'eau dans les tunnels. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12(3):515–528.
- MARÉCHAL, J.-C. (2012). Les tunnels alpins : observatoires de l'hydrogéologie des grands massifs montagneux. *La Houille Blanche*, (1):44–50.
- MARÉCHAL, J.-C. et PERROCHET, P. (2001). Theoretical relation between water flow rate in a vertical fracture and rock temperature in the surrounding massif. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1):213–219.
- MARÉCHAL, J.-C., PERROCHET, P. et TACHER, L. (1999). Long-term simulations of thermal and hydraulic characteristics in a mountain massif : The Mont Blanc case study, French and Italian Alps. *Hydrogeology Journal*, 7(4):341–354.
- MARÉCHAL, J.-C., WYNS, R., LACHASSAGNE, P., SUBRAHMANYAM, K. et TOUCHARD, F. (2003). Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(5):451–460.
- MARI, J.-L. et COPPENS, F. (2000). *Sismique de puits*. Technip. 240 pages.
- MARSILY, G. d. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson S.A. 217 pages.
- MARTIN-COCHER, J. (1984). *Etude géologique de la stabilité des versants de la rive droite de l'Arc entre Saint-Michel de Maurienne et La Praz(Savoie)*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médical de Grenoble. 264 pages.
- MASSET, O. et LOEW, S. (2010). Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the Central Alps, Switzerland. *Hydrogeology journal*, 18(4):863–891.
- MASSONNAT, G. (1981). *Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme-Etude du massif de Bramefarine et du nord du massif d'Allevard-La source thermominérale d'Allevard (Isère-France)-Alpes françaises*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médical de Grenoble. 313 pages.

- MD (2000). *Nouvelle liaison ferroviaire transalpine Lyon-Turin. Campagne de reconnaissances par sondages 1999 - LOT N°1. Sondages F53.1, F53.2, F53 et F53bis. Rapport de Diagraphies*. Rapport technique, LTF. 25 pages.
- MÉNARD, G., MONIN, N. et PAILLET, A. (2010). Utilisation des diagraphies thermiques pour caractériser les circulations de fluides : cas des circulations hydrothermales en Maurienne (Alpes occidentales). *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(4):349–362.
- MÉNARD, G. (2005a). *Nouvelle liaison ferroviaire transalpine Lyon-Turin. Tunnel de base Maurienne – Ambin. Rapport d’interprétation des données géologiques, géophysiques, géodésiques, thermiques et hydrogéologiques des années 2003–2004. Fascicule 1 – Les reconnaissances de 2003*. Rapport technique, LTF. 129 pages.
- MÉNARD, G. (2005b). *Nouvelle liaison ferroviaire transalpine Lyon-Turin. Tunnel de base Maurienne – Ambin. Rapport d’interprétation des données géologiques, géophysiques, géodésiques, thermiques et hydrogéologiques des années 2003–2004. Fascicule 3 – Les reconnaissances de 2004*. Rapport technique, LTF. 53 pages.
- MÉNARD, G., HOBLÉA, F., HUGOT, E., VINOL-LELARGE, L., MONIN, N. et SABIL, N. (2014). Origine de l’approfondissement des grandes vallées alpines : ni érosion fluviale ni érosion glaciaire, mais effondrement tectonique. In *24<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre, 27-31 octobre 2014, Pau*.
- MOMMESSIN, G., DZIKOWSKI, M., MENARD, G. et MONIN, N. (2013). Deep thermal disturbances related to the sub-surface groundwater flow (Western Alps, France). In *EGU General Assembly Conference, 7-12 April 2013, Vienna, Austria*.
- MONIN, N. (1998a). *Caractérisation par sismique de puits d’un aquifère profond. Cas de la zone des aménagements souterrains de Modane (tunnel de base- liaison ferroviaire Lyon-Turin). (Volume 1/2 – texte et annexes)*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 145 pages.
- MONIN, N. (1998b). *Caractérisation par sismique de puits d’un aquifère profond. Cas de la zone des aménagements souterrains de Modane (tunnel de base- liaison ferroviaire Lyon-Turin). (Volume 2/2 – figures)*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 229 pages.
- NASTEV, M. (1998). *Modeling Landfill Gas Generation and Migration in Sanitary Landfills and Geological Formations*. Thèse de doctorat, Université Laval. 373 p. pages.
- NESJE, A. et DAHL, S. O. (2003). The ‘Little Ice Age’-only temperature? *The Holocene*, 13(1):139–145.
- NICOUD, G., BOURLÈS, D., HYPPOLITE, J., CARCAILLET, J., COUTTERAND, S. et PAILLET, A. (2009). Sur l’âge Dryas récent des moraines frontales du Villaron à Bessans. Implications dans la lithostratigraphie locale de la déglaciation de la haute vallée de l’Arc (Maurienne-Savoie-France). In *Rencontre datations – les formations superficielles en domaine continental : apport des nouvelles méthodes de datation. Montpellier, France, 4 Juin 2009*.
- OFTERDINGER, U., BALDERER, W., LOEW, S. et RENARD, P. (2004). Environmental isotopes as indicators for ground water recharge to fractured granite. *Ground water*, 42(6):868–879.

- OFTERDINGER, U., RENARD, P. et LOEW, S. (2014). Hydraulic subsurface measurements and hydrodynamic modelling as indicators for groundwater flow systems in the Rotondo granite, Central Alps (Switzerland). *Hydrological Processes*, 28(2):255–278.
- OWEN, L. A., THACKRAY, G., ANDERSON, R. S., BRINER, J., KAUFMAN, D., ROE, G., PFEFFER, W. et YI, C. (2009). Integrated research on mountain glaciers : current status, priorities and future prospects. *Geomorphology*, 103(2):158–171.
- POMEROL, C., LAGABRIELLE, Y., RENARD, M., GUILLOT, S. *et al.* (2011). *Éléments de géologie 14ème édition*. 960 pages.
- POWELL, W., CHAPMAN, D., BALLING, N. et BECK, A. (1988). Continental heat-flow density. In *Handbook of terrestrial heat-flow density determination*, pages 167–222. Springer.
- PRUD'HOMME, C. (2013). *Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : qu'est-ce que l'on date ?* Mémoire de D.E.A., Université Joseph Fourier, Grenoble. 33 pages.
- RABAUTE, A. (1998). *Obtenir une représentation en continu de la lithologie et de la minéralogie. Exemples d'application du traitement statistique de données de diagraphie aux structures sédimentaires en régime de convergence de plaques (Leg ODP 134, 156 et 160)*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc. 266 pages.
- RAMPNOUX, J. (2000). *Problématique Environnement / Eaux souterraines / Tunnel, Relations entre les circulations profondes dans les grands contact tectoniques évaporitique et le niveau de base hydrogéologique du remplissage alluvionnaire des vallées. Le cas de la vallée de l'Arc*. Rapport technique, Alpetunnel GEIE - Université de Savoie : Laboratoire de Géologie et Hydrogéologie des Aquifères de Montagne. 34 pages.
- ROY, S. et CHAPMAN, D. S. (2012). Borehole temperatures and climate change : ground temperature change in south India over the past two centuries. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 117(D11).
- SAAR, M. (2011). Review : Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeology Journal*, 19(1):31–52.
- ȘERBAN, D. Z., NIELSEN, S. B. et DEMETRESCU, C. (2001). Transylvanian heat flow in the presence of topography, paleoclimate and groundwater flow. *Tectonophysics*, 335(3):331–344.
- SHEN, P., POLLACK, H., HUANG, S. et WANG, K. (1995). Effects of subsurface heterogeneity on the inference of climate change from borehole temperature data : model studies and field examples from Canada. *Journal of geophysical research*, 100(B4):6383–6396.
- SIMÉON, Y. (1980). *Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) : Brides-les-Bains, Salins-les-Thermes, La Léchère- Alpes Françaises*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 220 pages.
- SIMÉON, Y. et GROS, Y. (2007). *Avant-projet de référence. Levées de terrain géologique et structuraux du Houiller. Rapport*. Rapport technique, LTF. 96 pages.

- SONNEY, R. et VUATAZ, F. (2009). Numerical modelling of Alpine deep flow systems : a management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir (Lavey-les-Bains, Switzerland). *Hydrogeology Journal*, 17(3):601–616.
- STALLMAN, R. (1965). Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70(12):2821–2827.
- STÜWE, K., WHITE, L. et BROWN, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1):63–74.
- TANIGUCHI, M., SHIMADA, J., TANAKA, T., KAYANE, I., SAKURA, Y., SHIMANO, Y., DAPAAH-SIAKWAN, S. et KAWASHIMA, S. (1999a). Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow : 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo Metropolitan Area, Japan. *Water Resources Research*, 35(5):1507–1517.
- TANIGUCHI, M., WILLIAMSON, D. R. et PECK, A. J. (1999b). Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow : 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest western Australia. *Water Resources Research*, 35(5):1519–1529.
- TAYLOR, R. et HOWARD, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock : evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3):279–294.
- THIÉBAUD, E. (2008). *Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie) : Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource*. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 209 pages.
- THIEBAUD, E., GALLINO, S., DZIKOWSKI, M. et GASQUET, D. (2010). The influence of glaciations on the dynamics of mountain hydrothermal systems : numerical modeling of the La Lechere system (Savoie, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(4):295.
- TURCOTTE, D. L. et SCHUBERT, G. (2014). *Geodynamics Third edition*. Cambridge University Press. 623 pages.
- VACHER, J. P. (1971). *Contribution à l'étude hydrologique du bassin de l'Isère - Alpes françaises*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1. 101 pages.
- VASSEUR, G., BERNARD, P., Van de MEULEBROUCK, J., KAST, Y. et JOLIVET, J. (1983). Holocene paleotemperatures deduced from geothermal measurements. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 43(3):237–259.
- VERNOUX, J., DEGOUY, M., Marchard de GRAMONT, H. et GALIN, R. (2002). *Étude bibliographique sur le suivi des risques engendrés par les forages profonds sur les nappes d'eau souterraine du bassin Seine-Normandie*. Rapport technique, BRGM. 107 pages.
- VINCENT, C., LE MEUR, E., SIX, D. et FUNK, M. (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32(9).

WILLIAMS, J. H. et JOHNSON, C. D. (2004). Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies. *Journal of Applied Geophysics*, 55(1-2):151-159.

## Annexes



## Annexe A

# Présentation de la base de données et de méta-données

La base de données et de méta-données qui a été construite durant ces travaux de thèse est organisée en 7 tables. La table principale contient des informations génériques sur les forages, les six autres tables sont liées à la table principale par le nom des forages. Ces tables secondaires contiennent des données et des méta-données.

L'ensemble des données est consultable et modifiable dans un formulaire comportant trois onglets <sup>1</sup> :

- Fiche signalétique (*cf. fig. A.1*) : qui regroupe les données des tables « listeForage » et « metaDataForage » qui sont :
  - la localisation du forage (commune, lieu-dit, coordonnées) ;
  - les caractéristiques du forage : longueur totale, longueur réalisée en destructif, déviation maximum (par rapport à l'inclinaison souhaitée), longueur du tubage actuel, date de fin de travaux, la zone géologique où se développe le forage (quand une zone domine), influence des descenderies et un commentaire ;
  - des métadonnées sur les diagraphies (nombre de run et référence bibliographique interne à LTF) ;
  - des métadonnées sur les essais in situ (nombre d'essais et référence bibliographique interne à LTF) ;
  - l'existence de suivi temporel de piézométrie, température et conductivité ;
  - l'existence de campagne de réexploitation des forages (nouvelle campagne de mesure).

---

<sup>1</sup>Sur l'ensemble des champs numérique contenu dans la base de données le nombre -999 représente une absence de donnée. De plus, sauf avis contraire, les cotes sont données en mètre linéaire de forage.

**listeForage Requête**

**Forage : F54**

Fiche signalétique | Hydrogéologie | Diagraphie thermique

**Situation géographique :**

Commune :   
 Localisation :   
 X Lambert 93 (m) :   
 Y Lambert 93 (m) :   
 Z NGF (m) :

**Caractéristique :**

Longueur (ml) :   
 Longueur en destructif (ml) :   
 Déviation maximum (°) :   
 Longueur accuelle du tubage (ml) :   
 Date de fin de travaux :   
 Zone géologique principal :   
 Influence des ouvrages :   
 Comantaire :

**Daggraphie :**

	Nombre de run :	Référence document :
Sonique :	<input type="text" value="10"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
Gama Ray :	<input type="text" value="10"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
Imagerie de paroi :	<input type="text" value="10"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
T et C :	<input type="text" value="12"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
Micromoulinet :	<input type="text" value="5"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
Multiparamètre :	<input type="text" value="5"/>	<input type="text" value="A28804/A"/>
Sismique de puits :	<input type="text" value="5"/>	<input type="text" value="oui"/>

**Suivre temporel :**

Piezométrie :   
 Température :   
 Conductivité :

**Essai in situ :**

	Nombre :	Référence document :
Essai d'eau :	<input type="text" value="3"/>	<input type="text" value="A28804/B"/>
Analyse d'eau :	<input type="text" value="4"/>	<input type="text" value="A28804/B"/>
Essai dilatométrique :	<input type="text" value="2"/>	<input type="text" value="APD1004CORERETRS:RS:8804A"/>
Fracturation hydraulique :	<input type="text"/>	<input type="text"/>

**Campagne de réexploitation :**

Réexploitation :  Date de fin :   
 Comantaire :

Enr :  sur 65

FIGURE A.1 – Onglet « Fiche signalétique » de la base de données.

- Hydrogéologie (*cf. fig. A.2*) : qui regroupe les données liées aux circulations d'eau :
  - les mesures de suivi piézométrique représentées sous la forme d'un graphique (données rassemblées dans la table « donneesPiezo ») ;
  - les pertes et venues de fluide lors du forage sont présentées sous forme d'un tableau comportant un code pour indiquer si il a eu une perte (code « -1 ») ou une venue (code « 1 ») à la cote ;
  - le tableau rassemblant les essais d'eau s'organise comme suit :
    - \* les deux premières colonnes indiquent l'intervalle testé (« D up » et « D dn ») ;
    - \* la transmissivité minimum (« T min »), maximum (« T max ») et moyenne (« T moy ») s'il y a eu plusieurs mesures (sinon, seul le champ transmissivité moyenne est renseigné) ;
    - \* lorsque ces essais d'eau ont permis de déterminer la charge stabilisée (champ « etatH » est égal à 0) ou en cours de stabilisation (champ « etatH » est égal à -1 ou 1 si le niveau est en train de baisser ou d'augmenter pendant la mesure) la cote (NGF) de cette charge est donnée dans le champ « H » ;
    - \* quand les données existent, la température de l'eau durant l'essai, la date, le type d'essai, une appréciation qualitative et un commentaire complètent ces informations ;

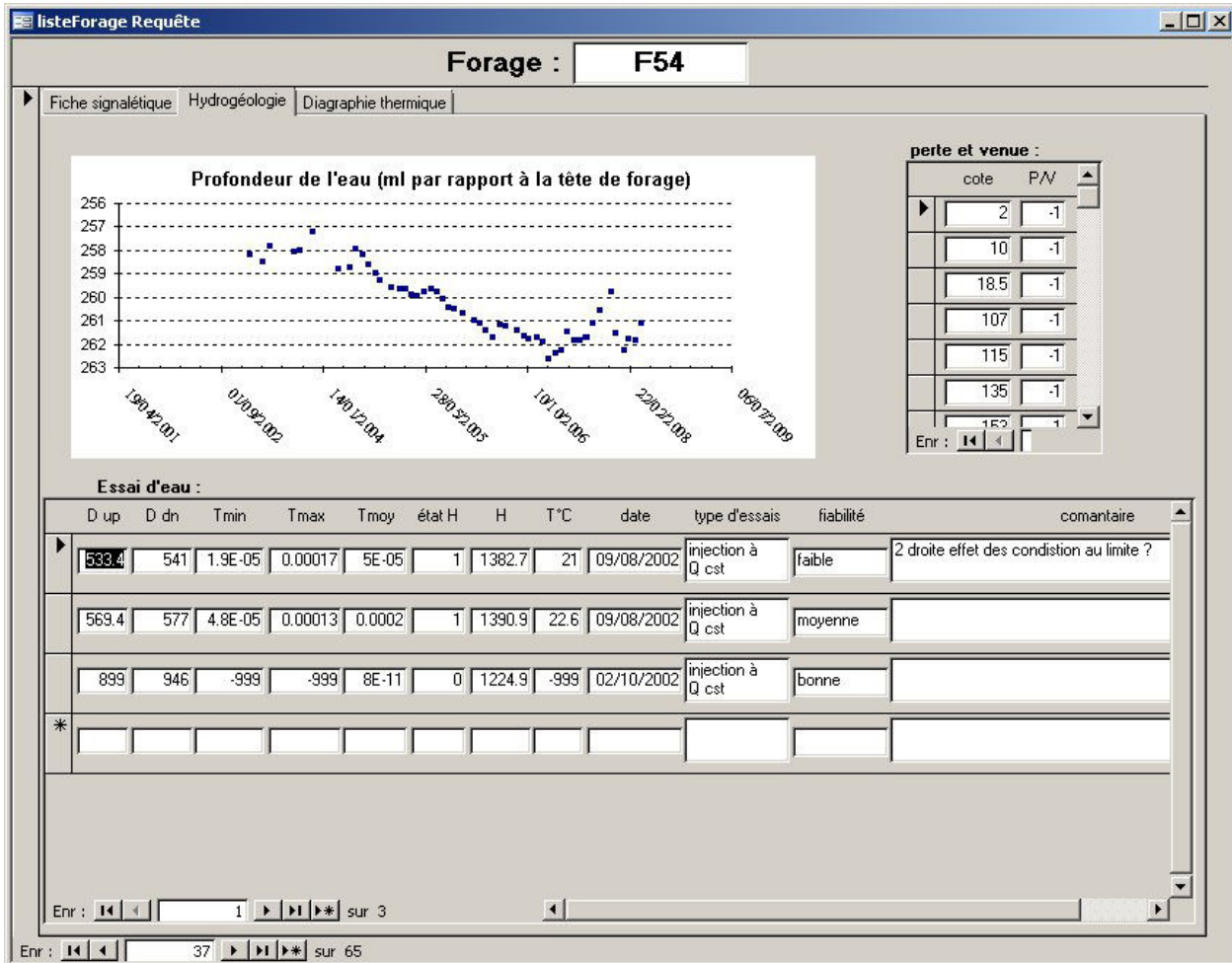


FIGURE A.2 – Onglet « Hydrogéologie » de la base de données.

- Diagraphie (cf. fig. A.3) : qui présente un tableau récapitulant l'état des forages au moment des run de diagraphie et un lien vers les figures de synthèse présentées en annexe B. Les informations contenues dans le tableau sont organisées de la manière suivante :

- la lettre du run et la date (deux premières colonnes) ;
- la profondeur, au moment du run, du forage (« D forage »), du tubage cimenté (« D TC »), du tubage provisoire (« D TP ») ;
- parfois, des tubages provisoires sont partiellement abandonnés, les cotes basse et haute de ces tubages sont indiquées dans les champs « DN TA » et « UP TA » ;
- le niveau de l'eau et un éventuel commentaire sont présents dans les deux dernières colonnes.

listeForage Requête

Forage : **F54**

Fiche signalétique | Hydrogéologie | **Diagraphie thermique**

lien : [diagraphie\F54.pdf](#)

run	date	D forage	D TC	D TP	DN TA	UP TA	D eau	comantaire
A	22/06/2002	101.66	20.4	-999	-999	-999	-999	forage non rincé
B	06/07/2002	198	100.3	102.3	-999	-999	151	
C	15/07/2002	309	100.3	102.3	-999	-999	150	
D	19/07/2002	406.4	100.3	102.3	-999	-999	149.5	
E	31/07/2002	503.7	100.3	102.3	-999	-999	139	remonté d'eau à 18°C
F	07/08/2002	600	100.3	102.3	-999	-999	134	
G	03/09/2002	708.2	100.3	603.5	-999	-999	157	
H	08/09/2002	791.8	100.3	603.5	-999	-999	162.4	
I	25/09/2002	918.1	100.3	603.5	-999	-999	72	niveau de fluide a baissé de 15m lors de l'intervention
J	01/10/2002	946	100.3	603.5	-999	-999	69	niveau de fluide a baissé de 10m lors de l'intervention
K	07/10/2002	946	100.3	603.5	-999	-999	170	
L	28/10/2002	946	100.3	102.7	-999	-999	132	

Enr : 1 sur 12

Enr : 37 sur 65

FIGURE A.3 – Onglet « Diagraphie » de la base de données.

## Annexe B












# Présentation des figures de synthèse des diagraphies

Afin de pouvoir croiser un maximum de données sur un forage, des figures de synthèse ont été réalisées. Ces figures permettent de visualiser les diagraphies, les essais d'eau, . . . . Le fait de croiser les données permet une meilleure compréhension du fonctionnement du forage. De plus, pour permettre une comparaison entre les différents forages, ces figures ont toutes été réalisées à la même échelle (1/5000).

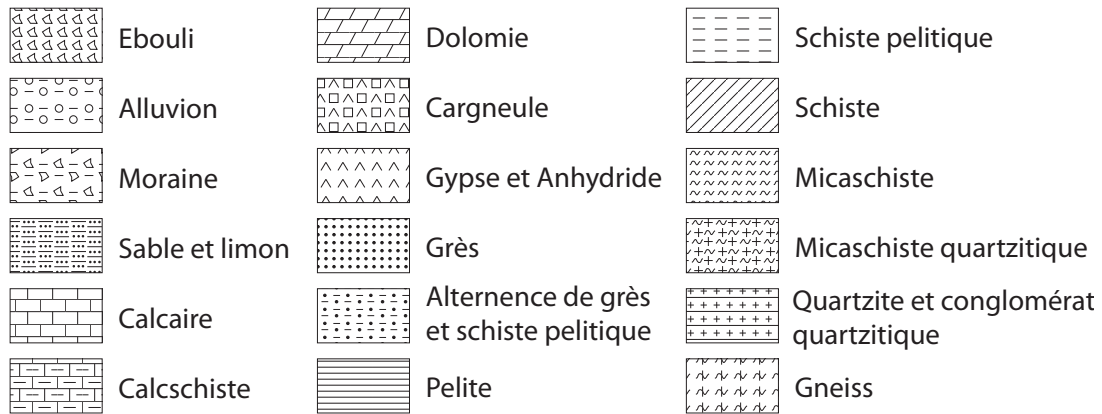
Ces figures présentent plusieurs graphes côte à côte (10 au maximum). Ces graphes ont un axe vertical qui correspond à la longueur dans le forage (en mètre linéaire de forage). Lorsque les données de trajectographie sont disponibles, les étiquettes de la première échelle donne l'altitude (en m NGF), ensuite elles donnent la profondeur en mètre linéaire de forage. Sauf exception, les différents axes des x ne varient pas d'une figure à l'autre de manière à pouvoir comparer plus facilement les forages entre eux.

**Le graphe « Lithostratigraphie »** est divisé en deux parties :

- à gauche, les différentes couleurs correspondent à des périodes géologiques différentes (*cf. fig. B.1*) ; lorsque les terrains ne sont pas attribués à une époque cette partie est laissée vide ;
- à droite, des figurés qui représentent la lithologie (*cf. fig. B.2*) ; si elle n'a pas été déterminée (forage destructif en perte total) cette partie est laissée vide. De plus dans le houiller les alternances de bancs de grès et de schiste peuvent être très rapides, dans

	Quaternaire		Lias		Carbonifère
	Crétacé		Trias		Anté-carbonifère
	Malm		Permo-trias		Indéterminé
	Dogger		Permien		

**FIGURE B.1** – *Figurés utilisés pour représenter les étages stratigraphiques*

FIGURE B.2 – *Figurés utilisés pour représenter la lithologie*

ce cas l'auteur a effectué une estimation qualitative du faciès dominant, le figuré est donc le résultat de cette estimation et peut être discuté. Ceci peut aussi être le cas dans d'autres formations.

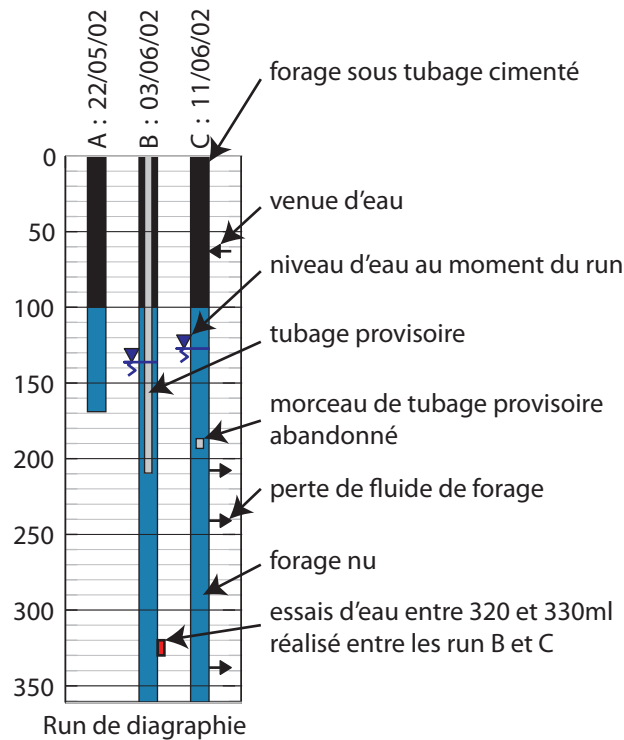
**Le graphe « Inclinaison »** donne l'angle fait par le forage par rapport à la verticale. Dans une même courbe ces inclinaisons peuvent être le résultat de mesures ponctuelles (généralement une tous les 50ml dans le haut du forage) ou de mesures « continues » issues de l'imagerie de paroi.

**Sur le graphe « Gamma ray - diamètreur »** la courbe rouge représente les mesures de Gamma ray (radioactivité naturelle). Ces mesures sont généralement effectuées en API (American Petroleum Institute) mais dans les forages les plus anciens les mesures sont effectuées en CPS (coup par seconde ; cf. sous section 2.3.1). La courbe bleue montre les mesures de diamètre du forage (en mm), ces mesures peuvent avoir été effectuées par diamètreur acoustique ou à patin.

**Sur le graphe « Sonique - sismique de puits »** sont représentées les mesures de diagraphie sonique qui permettent d'obtenir la vitesse des ondes P et parfois des ondes S. De plus, lorsque ces données sont accessibles, les vitesses de tranche des ondes P issues de la sismique de puits vertical ( $V_p$  PSV) sont représentées. L'épaisseur des tranches (distance entre deux géophones) peut varier selon les forages et la partie tubée n'est généralement pas instrumentée (ce qui implique que seule la vitesse moyenne sur cette zone qui peut faire plus d'une centaine de mètre est accessible).

**Le graphe « Run de diagraphie »** permet de visualiser l'état du forage au moment de chaque run (cf. fig. D.1). On trouve en haut de celui-ci la lettre de chaque run et la date. Sous chacune de ces annotations le forage est représenté comme il se trouvait au moment du run :

- les parties du forage tubé-cimenté sont représentées en noir ;
- les parties du forage non cimenté sont représentées en bleu ;



**FIGURE B.3** – Mode de représentation de l'état des forages au moment des run de diagraphie

- lorsqu'un tubage provisoire est en place au moment du run un rectangle gris le représente ; il peut arriver que des morceaux de tubage soient abandonnés, ils sont aussi représentés de cette manière.

D'autres informations sont contenues sur ce graphe :

- le niveau d'eau dans le forage au moment de la diagraphie ;
- on retrouve aussi des rectangles de couleur (placés à droite de la représentation du forage) qui représente les essais d'eau, ceci permet de savoir entre ou après quel run les essais ont été effectués ;
- à droite de la dernière représentation du forage des flèches pointant vers la gauche ou vers la droite représentent respectivement les pertes ou les venues d'eau. Il faut noter que ces informations résultent d'une interprétation de l'auteur issue des informations données par le foreur (par exemple : 20% de perte entre 206 et 240 ml puis perte totale ensuite).

**Le graphe « Température »** représente les diagraphies de température, mais aussi lorsque ces données existent, les températures relevées lors des essais d'eau (sous la forme de rectangle de couleur). De plus, la légende est enrichie de commentaires donnant des informations sur des événements qui peuvent avoir influencés les mesures (cimentation, abandon d'outils, ...). Pour chaque run de diagraphie de fluide, la date est rappelée et le temps de repos entre la dernière circulation et la diagraphie est précisé soit sous la forme :

- «  $r = xh$  » lorsque le temps est connu avec précision ;

- «  $r > xh$  » lorsque seul le temps de repos minimum est connu, cette valeur minimum est en général proche du temps repos effectif.

**Le graphe « Conductivité »** représente les diagraphies de conductivité du fluide contenu dans le forage. Il arrive parfois que cette conductivité soit très importante, pour ne pas modifier l'aspect des variations et permettre la comparaison entre les forages, la taille (en x) du graphe peut être augmentée de manière à garder la même échelle mais couvrir une plus grande plage de conductivité.

**Sur le graphe « Micro-moulinet »** on peut voir deux courbes par run de micro-moulinet, le run descendant (marqué d'un moins) et le run montant (marqué d'un plus). Parfois des mesures de « Heat Pulse » ont été effectuées et sont représentées sous la forme de barres montrant la vitesse des écoulements dans le forage (par convention les vitesses négatives sont descendantes). Dans d'autres cas, les données brutes ne sont pas disponibles et seules des données de débit sont disponibles et représentées dans ce graphe.

**Le graphe « Transmissivité »** montre en échelle semi-log les résultats des essais d'eau, dans le cas où une seule valeur est donnée un segment représente le résultat, sinon un rectangle permet de visualiser les valeurs maximales et minimales mesurées sur l'intervalle testé.

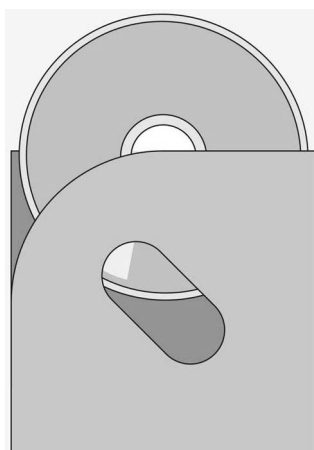
**Sur le graphe « Charge »** un rectangle sur la bordure gauche du graphe montre la zone testée par l'essai de charge. De ce rectangle part une ligne qui permet de visualiser la charge mesurée. Au-dessus, la charge est donnée en m NGF, si la charge n'était pas stabilisée au moment de la mesure ceci est matérialisé par < ou > selon si la charge est en cours de descente ou de montée.



## Annexe C

# Base de données et figures de synthèse

Pour obtenir la base de données vous pouvez contacter Marc Dzikowski, maitre de conférences à l'Université de Savoie : [marc.dzikowski@univ-savoie.fr](mailto:marc.dzikowski@univ-savoie.fr)



## Annexe D

# Mesures de pendage dans le Sub-Briançonnais

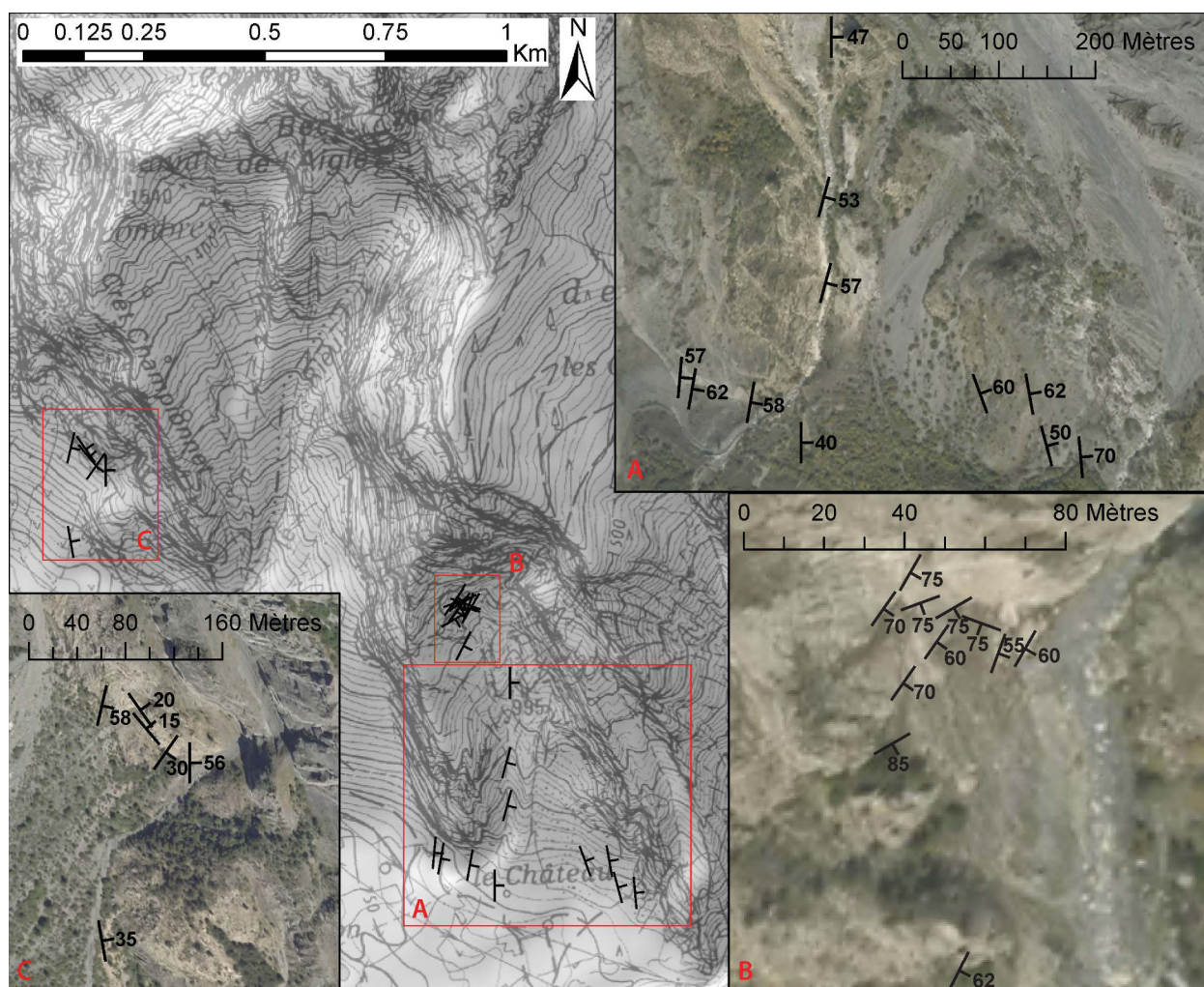


FIGURE D.1 – Localisation des relevés de pendage dans le Sub-Briançonnais

**Tableau D.1** – Liste des mesures de pendage effectuées dans les plis de la Serpolière et du Château

point	coordonnée L93		direction de l'horizontale	pendage	direction de plongement	formation	remarque
1.1	970023	6466550	5	57	E	Jurassique sup	
1.2	970036	6466540	10	62	E	Jurassique sup	
1.3	970096	6466530	10	58	E	Dogger	
1.4	970149	6466480	0	40	E	Trias dolomie J	
1.5	970334	6466530	340	60	E	Trias dolomie J	
1.6	970385	6466530	350	62	E	Trias dolomie J	
1.7	970403	6466480	345	50	E	Trias dolomie J	S1 N30 50E
1.8	970438	6466470	355	70	E	Lias	
2.1	970174	6466650	15	57	E	dolomie	
2.2	970172	6466740	15	53	E	dolomie	
2.3	970083	6466980	27	62	E	dolomie	
2.4	970066	6467030	60	85	S	dolomie	2 mesures : N30 58E et N25 65E
2.4'	970069	6467050	35	70	SE	dolomie	
2.4''	970077	6467060	35	60	SE	dolomie	
2.4a	970082	6467070	60	75	S	dolomie	
2.5	970073	6467070	70	75	S	dolomie	
2.5'	970089	6467060	110	75	S	dolomie	
2.5a	970064	6467070	35	70	SE	dolomie	
2.5b	970071	6467080	30	75	SE	dolomie	
2.6	970093	6467060	20	55	E	dolomie	
2.6'	970099	6467060	30	60	E	dolomie	
2.7	970180	6466900	0	47	E	dolomie	
2.7a	970182	6466880	350	50	E	dolomie	plis dans la dolomie (pli de phase 1 ?)
2.7b	970184	6466880	330	45	E	dolomie	plis dans la dolomie (pli de phase 1 ?)
2.7b'	970186	6466880	330	43	E	dolomie	plis dans la dolomie (pli de phase 1 ?)
2.7c	970188	6466880	285	35	N	dolomie	plis dans la dolomie (pli de phase 1 ?)
2.7d	970191	6466870	45	85	SE	dolomie	plis dans la dolomie (pli de phase 1 ?) ; schema sur S1
3.1	969271	6467190	350	35	E	Lias calcaire	
3.2	969270	6467390	13	58	E	dolomie	
3.3	969343	6467340	0	56	E	dolomie	
3.4	969323	6467350	35	30	E	dolomie	
3.5	969307	6467370	320	15	E	dolomie	
3.6	969302	6467380	325	20	E	dolomie	

## Annexe E

# Mesures des paramètres thermiques

Tableau E.1 – Liste des mesures des paramètres thermiques des roches effectuées dans le cadre du projet de tunnel

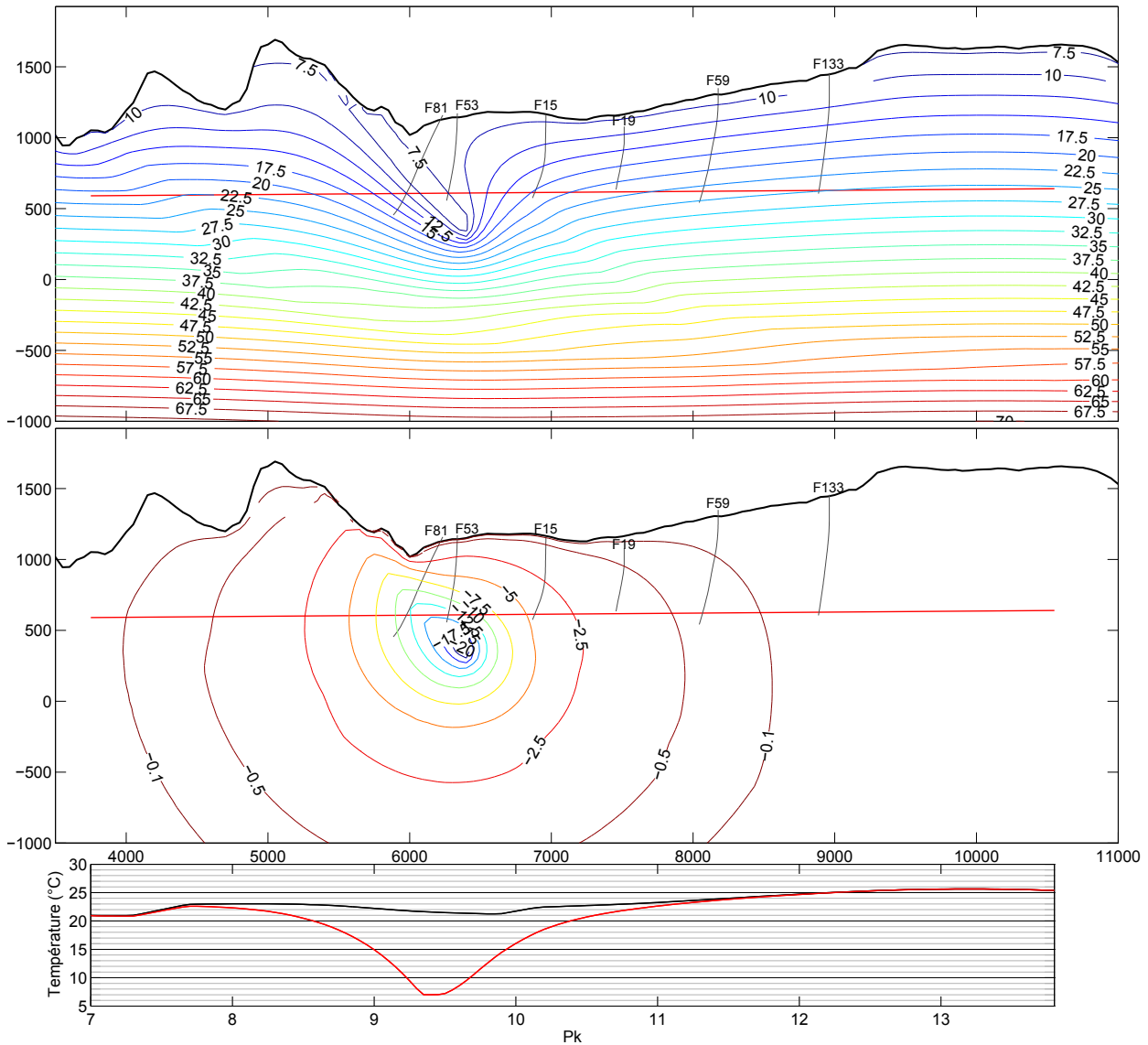
roche	lieu d'échantillonnage	$\rho$ $kg \cdot m^{-3}$	$c_p$ $kJ \cdot kg^{-1}$	$\rho c_p 10^6$ $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$	$\alpha 10^{-6} \cdot m^2 \cdot s^{-1}$		$\lambda W m^{-1} K^{-1}$		référence
					per.	par.	per.	par.	
anhydrite	F12 à 650.5ml	2734	0.8802	2.40647	1.399		3.37		Fabre <i>et al.</i> 1994
anhydrite	carrière de St Félix	3011.37	0.7948	2.39344	2.289		5.478		Fabre et Menard 1993
anhydrite	F12 à 671ml	2895	0.8856	2.56381	2.135		5.47		Fabre <i>et al.</i> 1994
calcaire	pas du Roc, rive droite de l'Arc	2722.98	0.8941	2.43462	1.462		3.559		Fabre et Menard 1993
dolomie fine	F12 à 563ml	2842	0.898	2.55212	1.628		4.15		Fabre <i>et al.</i> 1994
gneiss d'ambin	F16 à 960ml	2740	0.882	2.41668	1.151	1.912	2.782	4.640	Fabre <i>et al.</i> 1997
gneiss d'ambin	F16 à 603ml	2780	0.8334	2.31685	1.385	1.738	3.21	4.03	Fabre <i>et al.</i> 1994
gneiss d'ambin	F16 à 894ml	2800	0.8218	2.30104	0.874	1.738	2.01	4.00	Fabre <i>et al.</i> 1994
gneiss d'ambin	barrage de plan d'amont	2796.9	0.8909	2.49176	0.968	1.218	2.412	3.035	Fabre et Menard 1993
gneiss du sapey	F5 à 198ml	2755	0.8353	2.30125	1.246	1.246	2.87	2.87	Fabre <i>et al.</i> 1994
gneiss du sappey	gare de Modane au bord de l'Arc	2709.15	0.8417	2.28029	1.111	1.213	2.533	2.533	Fabre et Menard 1993
houiller gréseux	F19 à 424.7ml	2770	0.9018	2.49799	1.013	/	2.532	/	Fabre <i>et al.</i> 1997
houiller gréseux	F18 à 292ml	2690	0.8741	2.35133	1.238	1.750	2.910	4.114	Fabre <i>et al.</i> 1997
houiller schisteux	route du Villard à St André	2736.29	0.8406	2.30013	1.216	2.056	2.797	4.736	Fabre et Menard 1993
houiller schisteux	F19 à 268ml	2770	0.9114	2.52458	0.668	1.146	1.688	2.892	Fabre <i>et al.</i> 1997
Micaschiste	barrage de plan d'amont	2844	0.8523	2.42394	1.106	/	2.68	/	Fabre <i>et al.</i> 1994
quartzite	F9 à 696	2742	0.7957	2.18181	2.467		5.38		Fabre <i>et al.</i> 1994
quartzite	route d'aussois	2677.61	0.8153	2.18306	2.102		4.589		Fabre et Menard 1993
schiste lustrés	F12 à 635.5	2720	0.879	2.39088	1.330	1.432	3.18	3.42	Fabre <i>et al.</i> 1994
schiste lustrés	vers le F6b, au dessus de la Norma	2757.07	0.6014	1.6581	1.178	1.763	1.953	2.923	Fabre et Menard 1993



## Annexe F

# Résultats des modélisations





**FIGURE F.1** – Température du modèle M1 (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

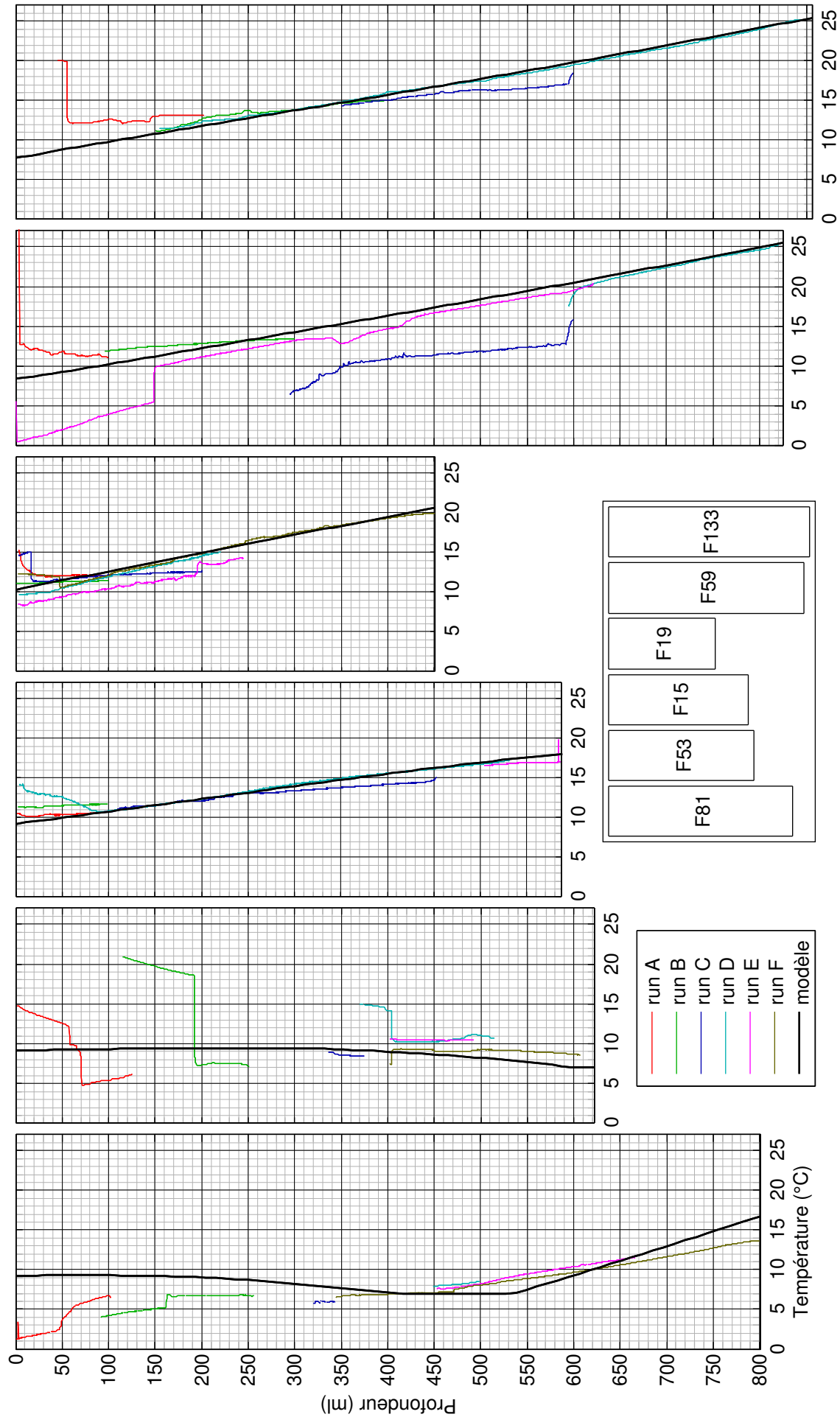
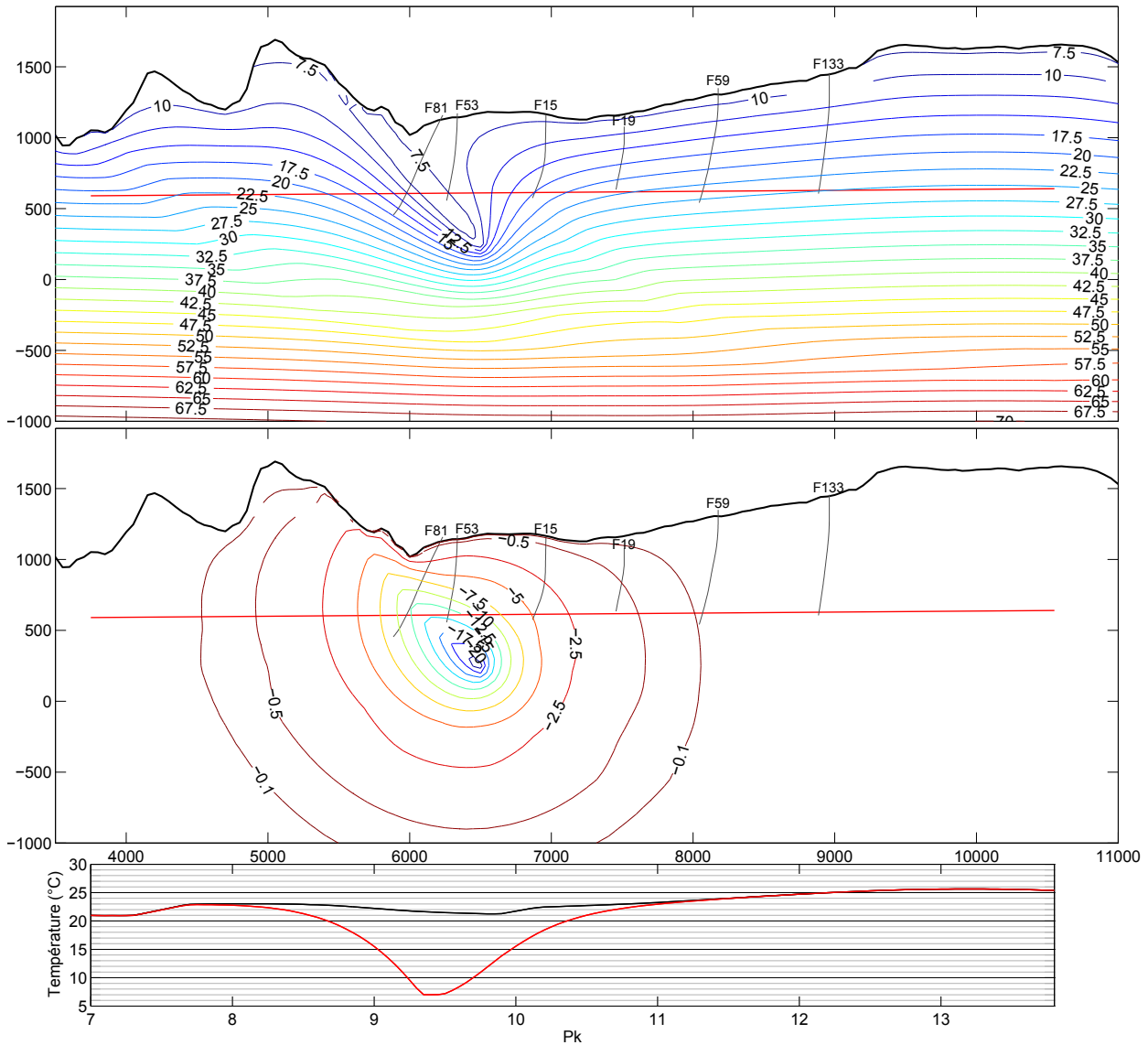


FIGURE F.2 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M1



**FIGURE F.3** – Température du modèle M2 (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

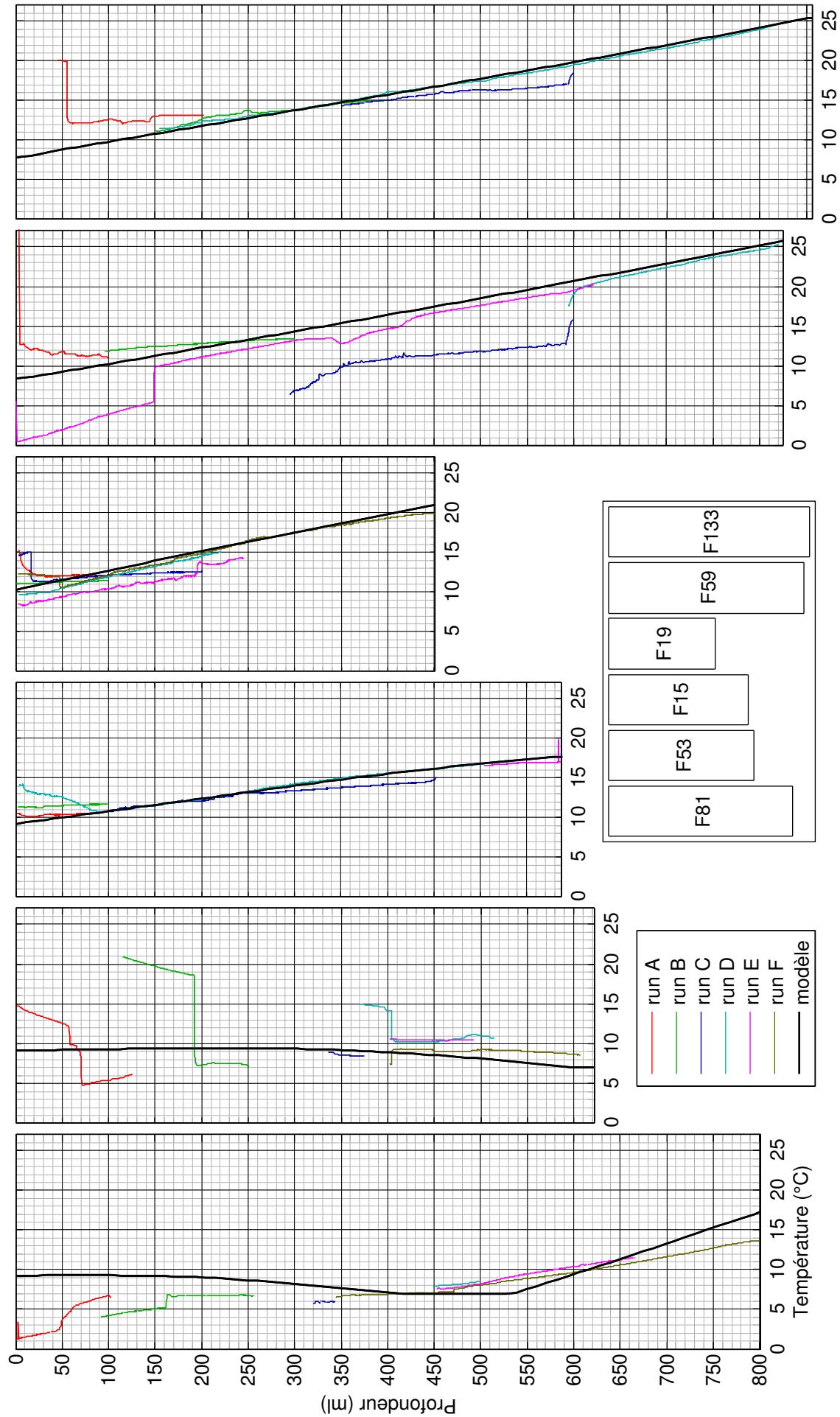
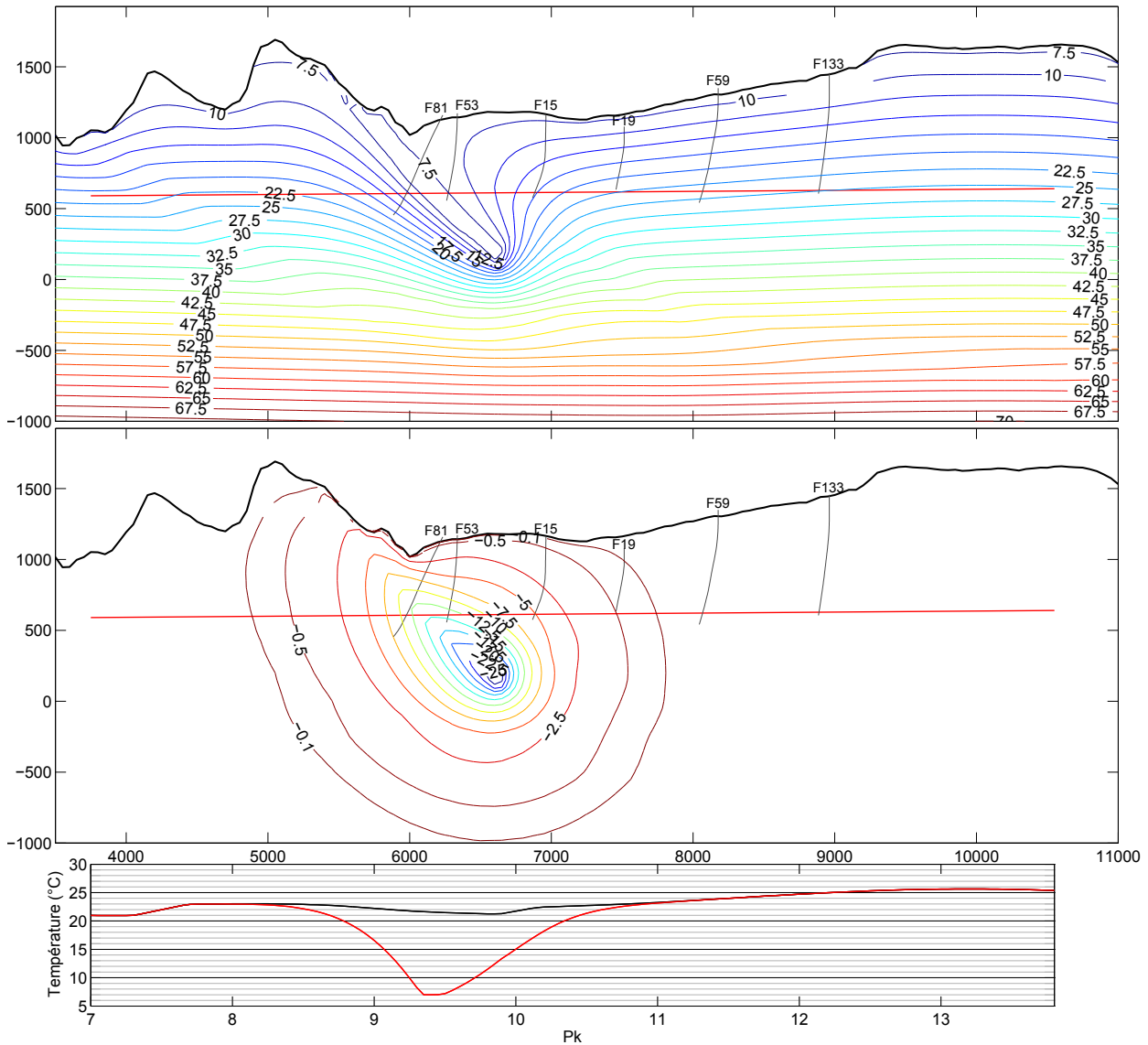


FIGURE F.4 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M2.



**FIGURE F.5** – Température du modèle M3 (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

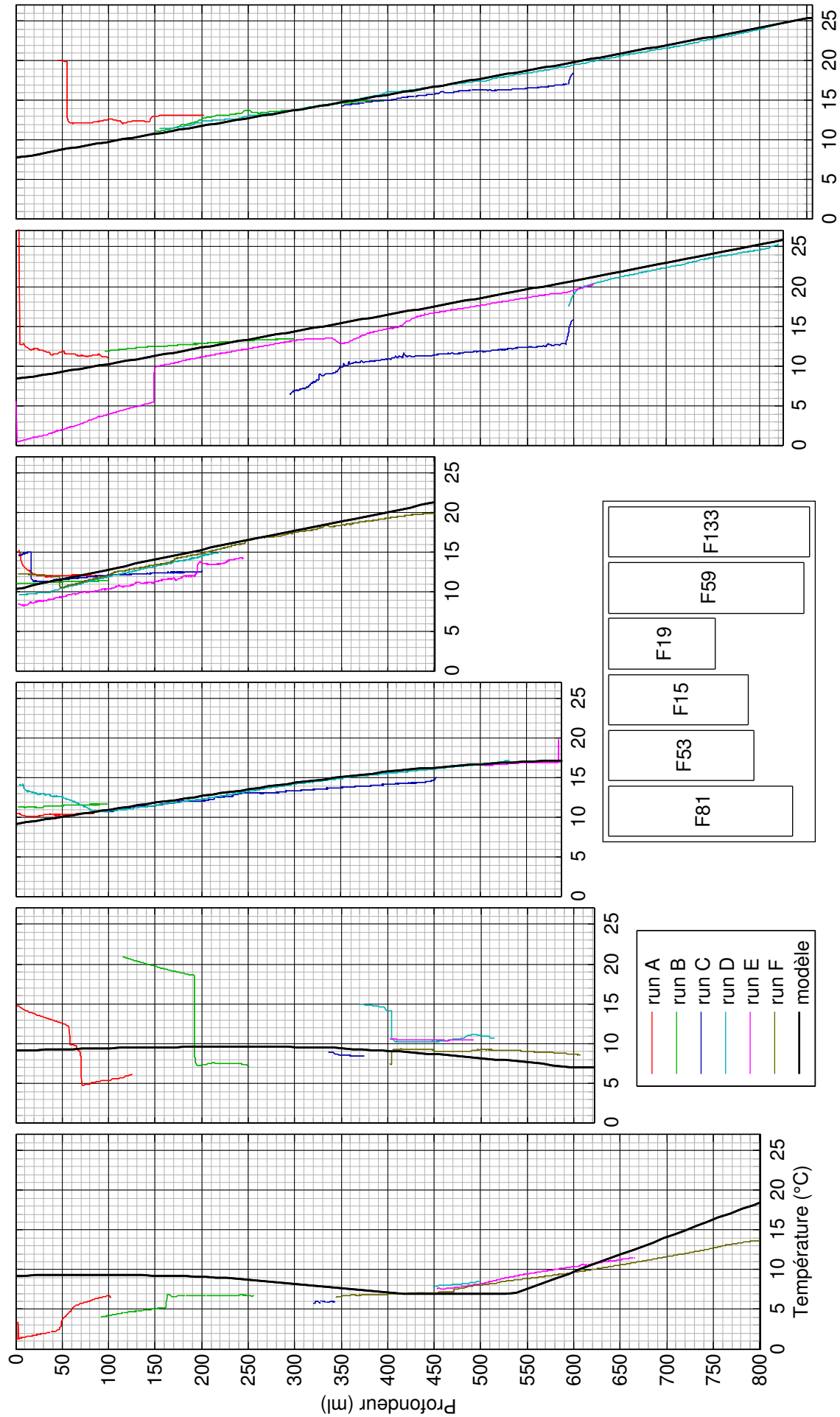
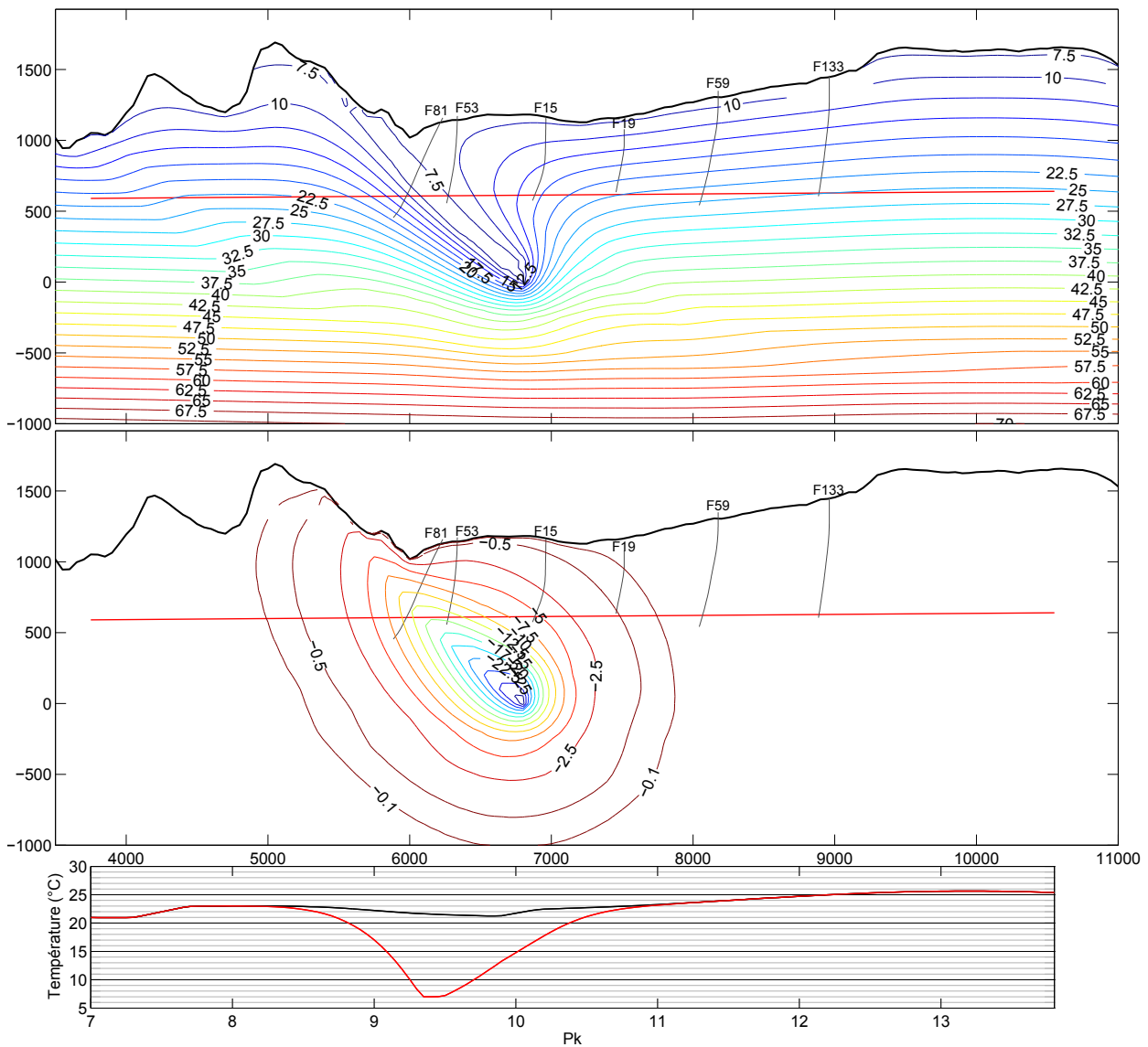


FIGURE F.6 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M3.



**FIGURE F.7** – Température du modèle  $M_4$  (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

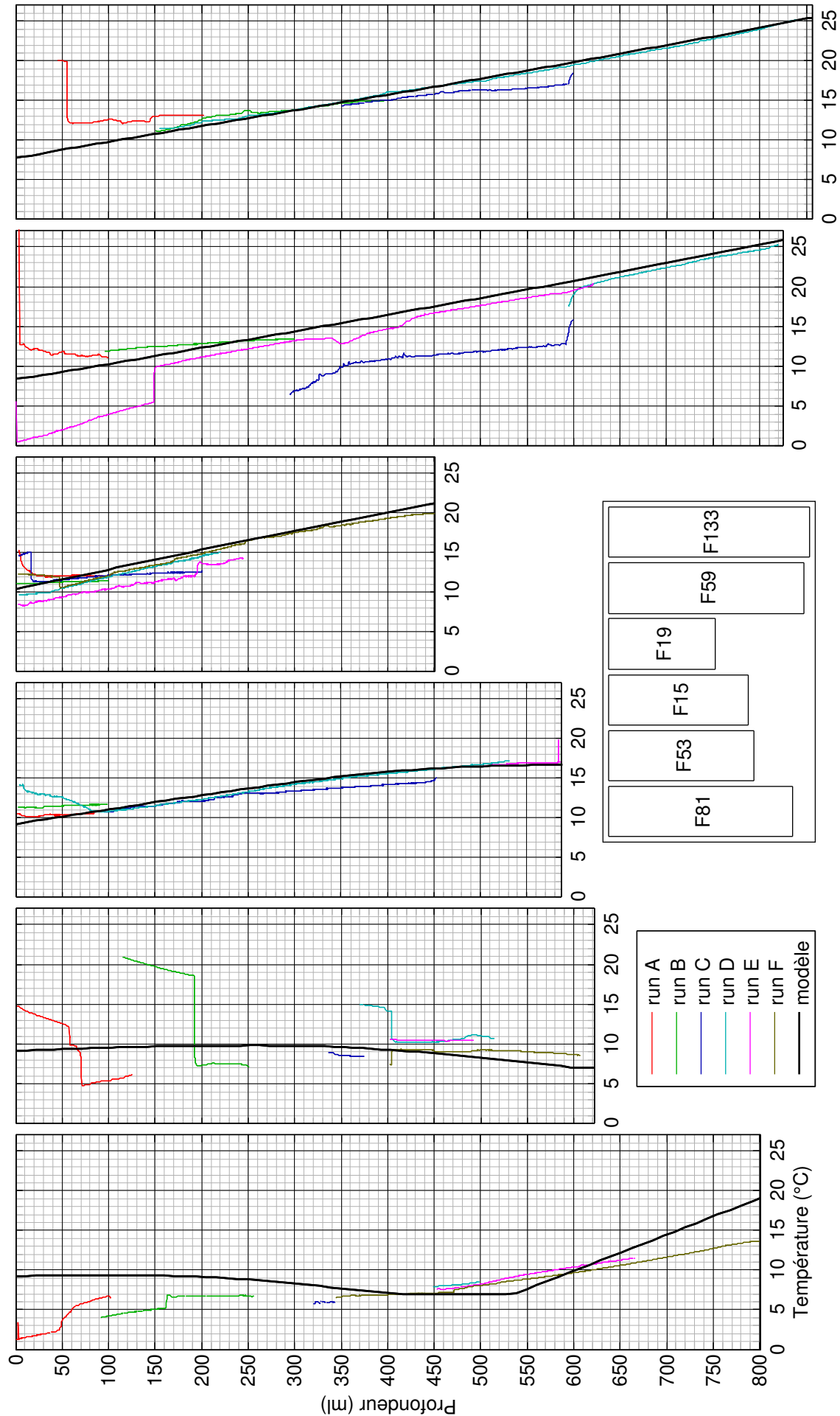
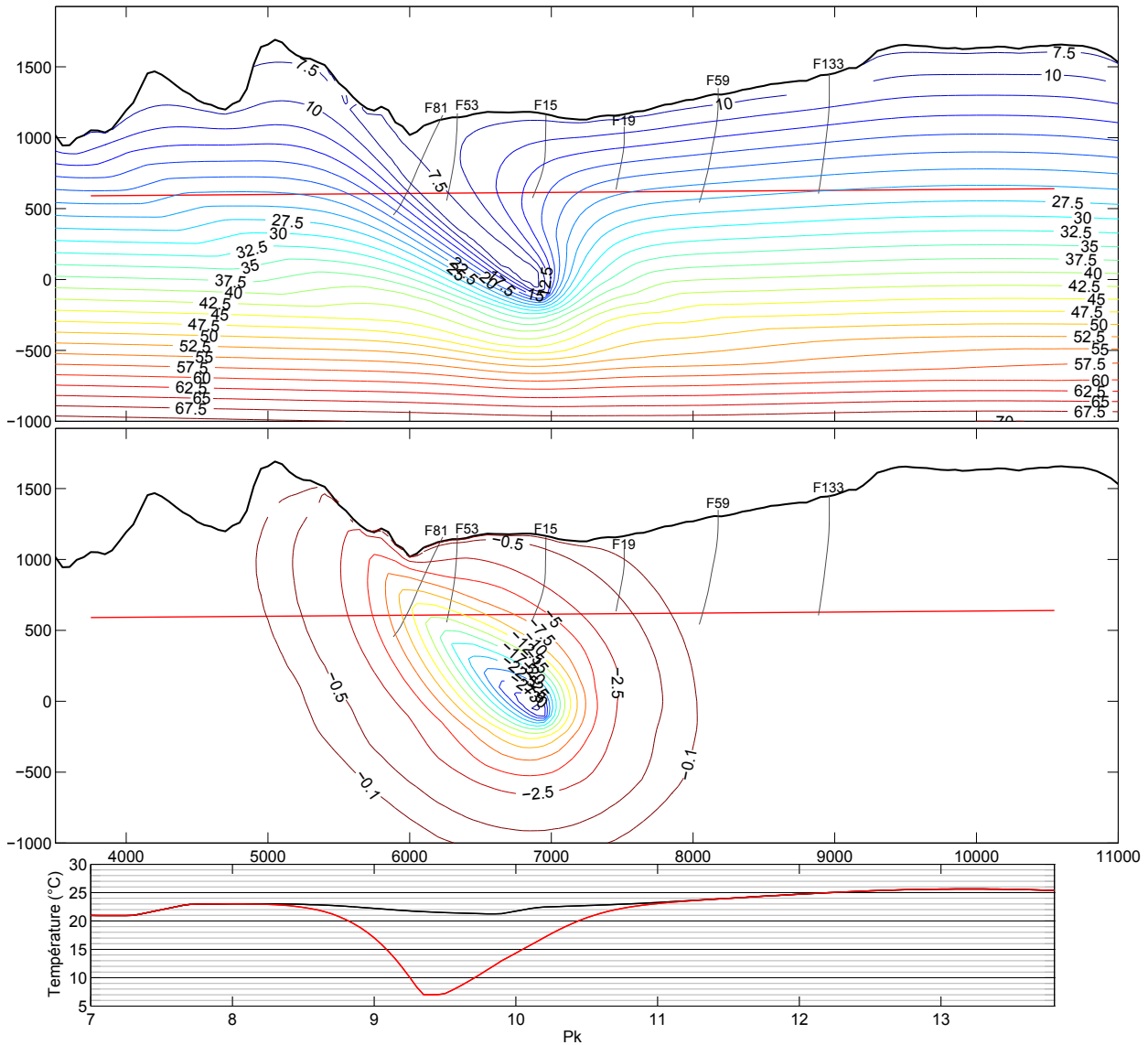


FIGURE F.8 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M4.





**FIGURE F.9** – Température du modèle M5 (en haut), comparaison à un modèle identique sans zone froide (au milieu), les lignes en gris représentent les forages (de droite à gauche : F81, F53, F15, F19, F59, et F133) et la ligne en rouge est la projection du tracé de tunnel sur la coupe quand il est proche de celle-ci. Le graphe en bas représente la température sur cette projection dans le cas où la zone froide est présente (rouge) ou non (noire).

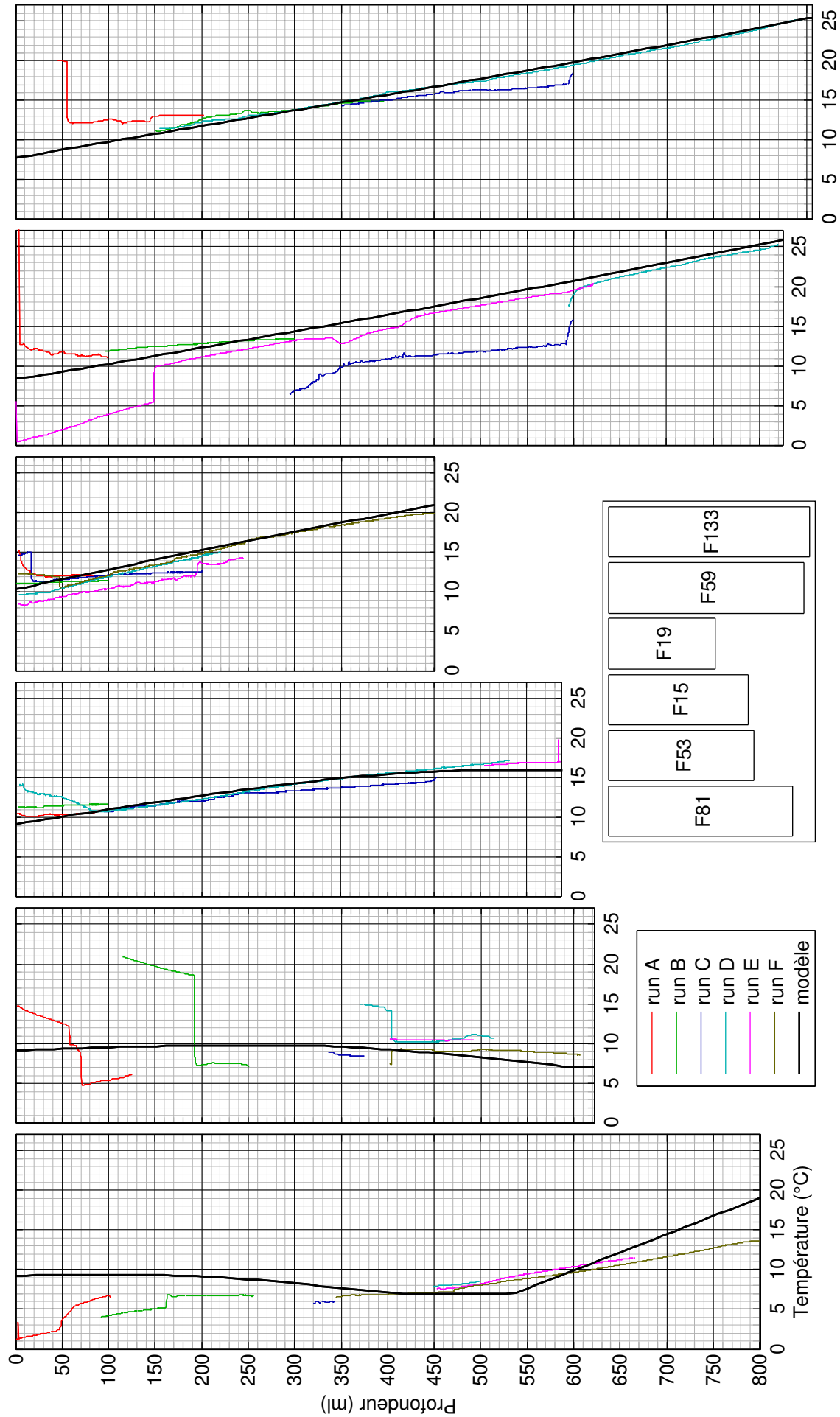


FIGURE F.10 – Comparaison entre les températures mesurées en forage et modélisées pour le modèle M5.







## Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins

### *Exemple du versant sud de la moyenne Maurienne*

Les travaux de reconnaissance menés par la société Lyon-Turin-Ferroviaire (LTF) pour le projet de tunnel international ont conduit à l'acquisition de diagraphies différées sur un grand nombre de forages profonds. La synthèse des données a permis de mettre en évidence des anomalies thermiques profondes au sein du massif à proximité du front du Houiller et dans la série siliceuse de Vanoise. Ces anomalies sont confrontées à un modèle conceptuel intégrant des circulations d'eaux souterraines homogènes dans les zones décomprimées de versant et localisées dans les zones profondes ainsi que les effets thermiques associés. Le modèle conceptuel considère un état thermique transitoire des massifs dépendant du contexte paléo-climatique.

A proximité du front du Houiller, une modélisation numérique du secteur a permis de montrer que les anomalies thermiques rencontrées sont cohérentes avec l'hypothèse d'une perturbation froide associée à l'activation, au début de l'Holocène, d'une circulation profonde localisée qui se propage par conduction dans le massif. La prise en compte, dans la modélisation, du changement de température au début de l'Holocène conduit à l'adoption d'un flux géothermique de  $100\text{mWm}^{-2}$ , donc plus élevé que les flux généralement considérés dans les Alpes.

Dans la série siliceuse de Vanoise, les anomalies observées de gradients profonds peuvent être expliquées par une augmentation de la température des circulations dans la zone décomprimée de l'ordre de  $2.4^{\circ}\text{C}$  vers la fin du Petit Âge Glaciaire. Le réchauffement des circulations plus important par rapport au réchauffement de l'air à cette période est expliqué par une diminution des apports d'eau de fusion nivale dans la zone décomprimée. Ce résultat repose sur le développement d'une méthode 1D permettant d'estimer l'âge et l'amplitude d'une variation brutale de température à la limite d'un milieu semi-infini en conduction. Avant d'être appliquée aux données de diagraphies de forage, la méthode a été testée sur des données issues de simulations numériques reproduisant les températures obtenues dans un contexte de versant intégrant les effets du relief et la présence d'un flux géothermique.

**Mots clés :** perturbations thermiques, régime transitoire, massifs alpins, hydrogéologie, paléo-environnement, diagraphie thermique, forage.

## Study of deep thermal disturbances associated with hydrogeological and paleo-environmental alpine massifs settings

### *Example of the mid Maurienne valley*

The reconnaissance works for the Lyon-Turin railway tunnel project have led to well logs acquisition for a large number of deep boreholes. Data synthesis enabled to identify deep thermal disturbances inside the mountain massif in the siliceous series of Vanoise and in the vicinity of the Houiller Front. On the base of the well logs analysis and the mountain hydrogeology previous knowledge, a conceptual model of groundwater flows and their thermal effects in the massif is proposed to explain the observed thermal disturbances. It integrates both a uniform water flow in decompressed zone of the valley sides and local deep flows in the massif. The model assumes a transient thermal state related to the paleo-climate environment.

First, 2D numerical modelling is used to simulate the thermal disturbances encountered under the valley side in the vicinity of the Houiller Front. In one hand, a thermal transfer by conduction in the massif and a cold temperature imposed near the Houiller Front at the beginning of the Holocene period leads to the current transient thermal state of the massif. The cold temperature near the Houiller Front is assumed to be the consequence of the activation of local deep cold groundwater flows. In a second hand, to simulate the thermal disturbances related to the air temperature change at the beginning of the Holocene, a geothermal heat flux of  $100\text{mWm}^{-2}$  is necessary.

Secondly, we develop a method 1D for estimating the age and amplitude of a sudden temperature change at the boundary of a semi-infinite medium in conduction. The method is tested previously on data resulting from numerical simulations in order to assess its use under a valley side and with a geothermal heat flow. Applied to the temperature disturbances observed the siliceous series of Vanoise, the method leads to a  $2.4^{\circ}\text{C}$  increase of groundwater temperature in decompressed zone around the end of Little Ice Age. The value of  $2.4^{\circ}\text{C}$  is higher than the air temperature increase and explained by a decrease in snow meltwater contribution to the decompressed zone.

**Keywords :** thermal disturbances, transient state, Alpine massifs, hydrogeology, paleo-environment, thermal logging, borehole.

